بسم الله الرحمن الرحيم

الحمد لله

الذي خلق

السموات و الارض

به نام خدا

منشور اخلاق پژوهش

با یاری از خداوند سبحان و اعتقاد به این که عالم محضر خداست و همواره ناظر بر اعمال انسان و به منظور پاس داشت مقام بلند دانش و پژوهش و نظر به اهمیت جایگاه دانشگاه در اعتلای فرهنگ و تمدن بشری، ما دانشجویان و اعضاء هیأت علمی واحدهای دانشگاه آزاد اسلامی متعهد می گردیم اصول زیر را در انجام فعالیت های پژوهشی مد نظر قرار داده و از آن تخطی نکنیم:

۱- اصل حقیقت جویی: تلاش در راستای پی جویی حقیقت و وفاداری به آن و دوری از هرگونه پنهان سازی حقیقت.

۲- اصل رعایت حقوق: التزام به رعایت کامل حقوق پژوهشگران و پژوهیدگان (انسان، حیوان و نبات) و سایر صاحبان حق.

۳- اصل مالکیت مادی و معنوی: تعهد به رعایت مصالح ملی و در نظر داشتن پیشبرد و توسعه کشور در کلیه مراحل پژوهش.

۴- اصل منافع ملی: تعهد به رعایت مصالح ملی و در نظر داشتن پیشبرد و توسعه کشور در کلیه مراحل پژوهش.

۵- اصل رعایت انصاف و امانت: تعهد به اجتناب از هرگونه جانبداری غیر علمی و حفاظت از اموال، تجهیزات و منابع در اختیار.

۶- اصل رازداری: تعهد به صیانت از اسرار و اطلاعات محرمانه افراد، سازمان ها و کشور و کلیه افراد و نهادهای مرتبط با تحقیق.

۷- اصل احترام: تعهد به رعایت حریم ها و حرمت ها در انجام تحقیقات و رعایت جانب نقد و خودداری از هرگونه حرمت شکنی.

۸- اصل ترویج: تعهد به رواج دانش و اشاعه نتایج تحقیقات و انتقال آن به همکاران علمی و دانشجویان به غیر از مواردی که منع قانونی دارد.

۹- اصل برائت: التزام به برائت جویی از هرگونه رفتار غیرحرفه ای و اعلام موضع نسبت به کسانی که حوزه علم و پژوهش را به شائبه های غیرعلمی می آلایند.

دانشگاه آزاد اسلامی

واحد علوم و تحقیقات

تعهدنامه اصالت رساله

اینجانب رامین صمدی دانش‌آموخته مقطع دکتری تخصصی رشته زمین‌شناسی (گرایش پترولوژی) که در تاریخ ۱۳۹۲/۱۱/۲۹ از رساله خود تحت عنوان «شیمی و خاستگاه گارنت در گرانیتوییدها و سنگ‌های دگرگونی جنوب مشهد (خواجه‌مراد، خلج و ده‌نو)» با کسب نمره ۲۰ و درجه عالی دفاع نموده‌ام، بدین‌وسیله متعهد می‌شود:

(۱) این رساله حاصل تحقیق و پژوهش انجام شده توسط اینجانب بوده و در مواردی که از دستاوردهای علمی و پژوهشی دیگران (اعم از پایان‌نامه، کتاب، مقاله و ...) استفاده نموده‌ام، مطابق ضوابط و رویه موجود، نام منبع مورد استفاده و سایر مشخصات آن را در فهرست مربوطه ذکر و درج کرده‌ام.

(۲) این رساله قبلاً برای دریافت هیچ مدرک تحصیلی (هم سطح پایین‌تر یا بالاتر) در سایر دانشگاه‌ها و مؤسسات آموزش عالی ارائه نشده است.

(۳) چنانچه بعد از فراغت از تحصیل، قصد استفاده و هرگونه بهره‌برداری (اعم از چاپ کتاب، ثبت اختراع و ...) از این رساله را داشته باشم، از حوزه معاونت پژوهشی واحد مجوزهای مربوطه را اخذ نمایم.

(۴) چنانچه در هر مقطع زمانی خلاف موارد فوق ثابت شود، عواقب ناشی از آن را می‌پذیرم و واحد دانشگاهی مجاز است با اینجانب مطابق ضوابط و مقررات رفتار نموده و در صورت ابطال مدرک تحصیلی‌ام هیچ‌گونه ادعایی نخواهم داشت.

نام و نام خانوادگی: رامین صمدی

تاریخ و امضا:

دانشگاه آزاد اسلامی

واحد علوم و تحقیقات

دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی

رساله دکتری رشته زمین‌شناسی (Ph.D.)

گرایش: پترولوژی

شیمی و خاستگاه گارنت در گرانیتوییدها و سنگ‌های دگرگونی جنوب مشهد

(خواجه‌مراد، خلج و ده‌نو)

استادان راهنما:

دکتر حسن میرنژاد

دکتر علی‌اکبر بهاری‌فر

استاد مشاور:

دکتر سید جمال شیخ ذکریایی

نگارش:

رامین صمدی

زمستان ۱۳۹۲

سپاس‌گزاری

سپاس و ستایش ایزد جهان‌آفرین را که توفیق گام نهادن در عرصه علم و معرفت را عنایت فرمود. دشواری راه را بزرگانی آسان نمودند که دیدار و حضور در خدمتشان افتخار بود. سپاس خود را به استادان دانشمند و اندیشمندانی که در طول دوران تحصیل اینجانب را مورد لطف خود قرار داده و از دانش خویش بهره‌مند ساختند تقدیم می‌دارم.

به مصداق «من لم یشکر المخلوق لم یشکر الخالق» از محضر استاد گران‌قدر جناب آقای دکتر حسن میرنژاد و استاد گران‌قدر جناب آقای دکتر علی‌اکبر بهاری‌فر و استاد گران‌قدر جناب آقای دکتر سید جمال شیخ ذکریایی؛ استادان فرهیخته‌ای که علم و تجربه خود را در کمال بزرگواری در اختیار این پژوهش قرار دادند و همراهی و سعه صدر ایشان بهترین انگیزه ادامه این راه برای اینجانب بوده است، سپاسگزاری می‌کنم.

بابت بهره بردن از محضر بی‌بدیل استادان بزرگوار، آقای دکتر منصور وثوقی عابدینی و آقای دکتر علی کنعانیان و خانم دکتر منیره خیرخواه که افتخار داوری این رساله را به من بخشیدند، سپاسگزارم.

از آقایان دکتر هیروشی کاواباتا از دانشگاه کوچی ژاپن که زحمت آنالیزهای EPMA و پروفسور کریس هریس از دانشگاه کیپ‌تاون آفریقای جنوبی که زحمت آنالیزهای EPMA و ایزوتوپ اکسیژن و دکتر استبان گزل از دانشگاه ویرجینیاتک آمریکا که زحمت آنالیزهای ICP-MS و دکتر ناتان میلر از دانشگاه تگزاس آمریکا که زحمت آنالیزهای LA-ICP-MS این تحقیق را متقبل شده‌اند و ارائه نقطه نظرات و همفکری ارزنده ایشان سبب پربارتر شدن این پژوهش گردید، مراتب تقدیر و تشکر خود را ابراز می‌نمایم.

از خانم دکتر نرگس شیردشت‌زاده و برادران بزرگوارم آقای مهندس رضا صمدی و آقای امیر آریانا و عزیزانم سارا، علی و آرمین و نور چشمم آرمیتا که همواره مرا مورد پشتیبانی و مهربانی خویش قرار داده‌اند از صمیم قلب سپاسگزارم.

و آنچه نه انکارپذیر است و نه فراموش‌شدنی، محبت، بزرگواری و تلاش دو شمع پرفروغ زندگی، پدر آسمانی و مادر مهربانم است که زمینه رشد و شکوفایی اندیشه‌ام را فراهم نمودند. سپاس بیکران بر همدلی و همراهی و همگامی مادر دلسوز و مهربانم که سجده ایثارش گل محبت را در وجودم پروراند و دامان گهربارش لحظه‌های مهربانی را به من آموخت.

در پایان، صمیمانه و خالصانه از درگاه خداوند لایزال استدعا دارم به‌رغم ناتوانیم از ابراز سپاس و قدردانی از یک عمر تلاش دلسوزانه و صادقانه پدر مهربانم، روح آسمانی و پاک او را قرین رحمت حضرتش فرماید.

رامین صمدی، بهمن‌ماه ۱۳۹۲

تقدیم به

ایران

ای وطن ای مادر تاریخ ساز

ای ما بر خاک تو روی نیاز

ای که تویی بهشت جان من

عشق جاویان من، ایران من

ز تو هستی گرفته ریشه‌ام

نیست جز اندیشه‌ات، اندیشه‌ام

فهرست مطالب

عنوان **صفحه**

چکیده فارسی ۱

فصل اول: کلیات

۱-۱- پیشگفتار ۲
۱-۲- موقعیت مکانی و راه‌های دسترسی ۳
۱-۳- شرایط اقلیمی ۴
۱-۴- زمین‌ریخت‌شناسی ۴
۱-۵- پیشینه مطالعات کلی محدوده مورد مطالعه ۵
۱-۵-۱- پیشینه مطالعات منطقه خواجه‌مراد ۱۱
۱-۵-۲- پیشینه مطالعات منطقه خلج ۱۱
۱-۵-۳- پیشینه مطالعات منطقه ده‌نو ۱۲
۱-۶- مطالعه گارنت در مناطق مورد مطالعه ۱۴
۱-۶-۱- مطالعه گارنت در منطقه خواجه‌مراد ۱۴
۱-۶-۲- مطالعه گارنت در منطقه خلج ۱۴
۱-۶-۳- مطالعه گارنت در منطقه ده‌نو ۱۵
۱-۷- ضرورت پژوهش ۱۷
۱-۸- روش انجام پژوهش ۱۸
۱-۹- مطالعات ژئوشیمیایی ۲۰
۱-۹-۱- مطالعات ژئوشیمیایی کانی‌ها ۲۰
۱-۹-۱-۱- آنالیز EPMA ۲۰
۱-۹-۱-۲- آنالیز LA-ICP-MS ۲۱
۱-۹-۲- مطالعات ژئوشیمیایی ترکیب سنگ کل ۲۱
۱-۹-۲-۱- آنالیز XRF ۲۱
۱-۹-۲-۲- آنالیز ICP-MS ۲۲
۱-۹-۳- ایزوتوپی ۲۲
۱-۹-۳-۱- آنالیز ایزوتوپ پایدار اکسیژن ۲۲

فصل دوم: زمین‌شناسی و مطالعات صحرایی

۲-۱- پیشگفتار ۲۴
۲-۲- زمین‌شناسی و چینه‌شناسی البرز ۲۷
۲-۲-۱- زمین‌شناسی البرز ۲۸

فهرست مطالب

عنوان **صفحه**

۲-۲-۲- چینه‌شناسی البرز ۲۸
۲-۳- زمین‌شناسی و چینه‌شناسی زون بینالود ۲۸
۲-۳-۱- زمین‌شناسی بینالود ۲۸
۲-۳-۲- چینه‌شناسی بینالود ۳۰
۲-۳-۲-۱- پالئوزوییک در بینالود شمالی ۳۰
۲-۳-۲-۲- مزوزوییک در بینالود شمالی ۳۰
۲-۳-۲-۳- ترشیری در بینالود شمالی ۳۱
۲-۳-۲-۴- کواترنری در بینالود شمالی ۳۱
۲-۴- سنگ‌های آذرین مشهد ۳۱
۲-۴-۱- مجموعه افیولیتی مشهد ۳۱
۲-۴-۲- گرانیتوییدهای مشهد ۳۲
۲-۴-۲-۱- طبقه‌بندی گرانیتوییدهای مشهد (خواجه مراد، خلج و ده‌نو) ۳۴
۲-۴-۲-۲- محیط تکتونیکی تشکیل گرانیتوییدهای مشهد ۳۵
۲-۴-۲-۳- سن فعالیت ماگمایی و زمان جایگیری گرانیتوییدهای مشهد ۳۵
۲-۵- سنگ‌های دگرگونی مشهد ۳۶
۲-۵-۱- سن سنگ‌های دگرگونی مشهد ۳۷
۲-۶- تکتونیک و زمین‌شناسی ساختاری ۳۸
۲-۷- زمین‌شناسی و مطالعات صحرایی مناطق خواجه‌مراد، خلج و ده‌نو ۳۹
۲-۷-۱- جایگاه زمین‌شناسی خواجه‌مراد ۴۰
۲-۷-۱-۱- مطالعات صحرایی بر روی گرانیتوییدهای خواجه‌مراد ۴۱
۲-۷-۱-۱- الف- توده گرانیتوییدی خواجه‌مراد ۴۱
۲-۷-۱-۱- ب- آپلیت‌های خواجه‌مراد ۴۵
۲-۷-۱-۱- پ- پگماتیت‌های خواجه‌مراد ۴۶
۲-۷-۲- جایگاه زمین‌شناسی خلج ۴۹
۲-۷-۲-۱- مطالعات صحرایی بر روی سنگ‌های آذرین خلج ۵۰
۲-۷-۲-۲- مطالعات صحرایی بر روی متاپلیت‌های خلج ۵۲
۲-۷-۳- جایگاه زمین‌شناسی ده‌نو ۵۳
۲-۷-۳-۱- مطالعات صحرایی بر روی گرانیتویید ده‌نو ۵۴
۲-۷-۳-۲- مطالعات صحرایی بر روی سنگ‌های دگرگونی ده‌نو ۵۵
۲-۷-۳-۲-۱- هورنفلس ۵۷

فهرست مطالب

عنوان **صفحه**

۲-۷-۳-۲-۲- شیست ۵۷
۲-۷-۳-۲-۳- اسکارن ۵۸

فصل سوم: سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها

۳-۱- پیشگفتار ۶۰
۳-۲- سنگ‌نگاری منطقه خواجه‌مراد ۶۱
۳-۲-۱- سنگ‌نگاری توده گرانیتوییدی خواجه‌مراد ۶۱
۳-۲-۲- سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌های رگه‌های درون گرانیتویید خواجه‌مراد ۶۴
۳-۲-۲-۱- سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌های رگه‌های آپلیتی خواجه‌مراد ۶۴
۳-۲-۲-۱-۱- کوارتز ۶۴
۳-۲-۲-۱-۲- فلدسپار ۶۴
۳-۲-۲-۱-۳- میکا ۶۶
۳-۲-۲-۱-۴- گارنت ۶۹
۳-۲-۳-۲- سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌های رگه‌های پگماتیتی خواجه‌مراد ۷۲
۳-۲-۳-۲-۱- کوارتز ۷۳
۳-۲-۳-۲-۲- فلدسپار ۷۳
۳-۲-۳-۲-۳- میکا ۷۴
۳-۲-۳-۲-۴- گارنت ۷۶
۳-۲-۳-۲-۵- سایر کانی‌ها ۷۷
۳-۳- سنگ‌نگاری گرانیتویید و سنگ‌های دگرگونی خلج ۷۸
۳-۳-۱- سنگ‌نگاری رخنمون گرانیتویید خلج ۷۸
۳-۳-۲- سنگ‌نگاری رگه پگماتیت درون مونزوگرانیت ۸۰
۳-۳-۳- سنگ‌نگاری هورنفلس و میکاشیست‌های گارنت‌دار خلج ۸۲
۳-۳-۳- الف- سنگ‌نگاری گارنت کلریتویید هورنفلس ۸۲
۳-۳-۳- ب- سنگ‌نگاری فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست ۸۴
۳-۳-۳- پ- سنگ‌نگاری گارنت استارولیت میکاشیست ۸۷
۳-۳-۳- ت- سنگ‌نگاری استارولیت گارنت میکاشیست ۸۸
۳-۳-۴- شیمی‌کانی‌ها در میکاشیست‌های خلج ۹۱
۳-۳-۴-۱- میکا ۹۱
۳-۳-۴-۲- گارنت ۹۲

فهرست مطالب

عنوان **صفحه**

۳-۳-۴-۳- استارولیت ۹۲
۳-۳-۴-۴- ایلمنیت ۹۳
۳-۴- سنگ‌نگاری سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه غرب ده‌نو ۹۴
۳-۴-۱- سنگ‌های آذرین منطقه غرب ده‌نو ۹۴
۳-۴-۱-۱- سنگ‌نگاری سنگ‌های آذرین منطقه غرب ده‌نو ۹۴
۳-۴-۱-۲- شیمی کانی‌ها در سنگ‌های گرانیتوییدی منطقه غرب ده‌نو ۹۶
۳-۴-۱-۲-۱- کوارتز ۹۶
۳-۴-۱-۲-۲- پلاژیوکلاز ۹۷
۳-۴-۱-۲-۳- آمفیبول ۹۸
۳-۴-۱-۲-۴- بیوتیت ۹۹
۳-۴-۱-۲-۵- گارنت ۱۰۲
۳-۴-۱-۲-۶- ادخال مسکوویت درون گارنت ۱۰۲
۳-۴-۱-۲-۷- اپیدوت ۱۰۲
۳-۴-۱-۲-۸- کلریت ۱۰۳
۳-۴-۱-۲-۹- ایلمنیت ۱۰۴
۳-۴-۱-۲-۱۰- اسفن ۱۰۵
۳-۴-۱-۲-۱۱- سایر کانی‌ها ۱۰۵
۳-۴-۲- سنگ‌نگاری سنگ‌های دگرگونی منطقه غرب ده‌نو ۱۰۵
۳-۴-۲-۱- هورنفلس‌ها ۱۰۶
۳-۴-۲-۲- آندالوزیت گارنت میکاشیست فیبرولیت‌دار ۱۰۸
۳-۴-۲-۳- فیبرولیت گارنت میکاشیست ۱۱۰
۳-۴-۲-۴- گارنت کلریتوویید شیست ۱۱۱
۳-۴-۲-۵- اسکارن ۱۱۳
۳-۴-۲-۶- کانی‌شناسی سنگ‌های دگرگونی منطقه غرب ده‌نو ۱۱۵
۳-۴-۲-۶-۱- کوارتز ۱۱۵
۳-۴-۲-۶-۲- فلدسپار ۱۱۶
۳-۴-۲-۶-۳- بیوتیت ۱۱۶
۳-۴-۲-۶-۴- مسکوویت ۱۱۷
۳-۴-۲-۶-۵- گارنت ۱۱۷
۳-۴-۲-۶-۶- آلومینوسیلیکات‌ها ۱۱۸

فهرست مطالب

عنوان **صفحه**

۳-۴-۲-۶-۷- تورمالین ۱۱۹
۳-۴-۲-۶-۸- کلریت ۱۲۰
۳-۴-۲-۶-۹- اکسیدهای کدر ۱۲۱
۳-۵- بررسی شیمی میکاها در سنگ‌های دگرگونی و ماگمایی ۱۲۲
۳-۵-۱- بیوتیت‌های آذرین و دگرگونی ۱۲۲
۳-۵-۲- مسکوویت‌های آذرین و دگرگونی ۱۲۵

فصل چهارم: زمین‌دمافشارسنجی و تحولات دگرگونی و ماگمایی

۴-۱- پیشگفتار ۱۲۸
۴-۲- مطالعه دما و فشار تشکیل سنگ‌های دگرگونی خلج و ده‌نو ۱۲۹
۴-۲-۱- مطالعات زمین‌دمافشارسنجی متاپلیت‌های خلج و ده‌نو ۱۲۹
۴-۲-۱-۱- زمین‌فشارسنج گارنت - بیوتیت - مسکوویت - آلومینوسیلیکات - کوارتز ۱۲۹
۴-۲-۱-۲- زمین‌دماسنج گارنت - بیوتیت در خلج و ده‌نو ۱۳۰
۴-۲-۲- بررسی تحولات دما - فشار در متاپلیت‌های خلج و ده‌نو ۱۳۴
۴-۲-۲-۱- بررسی تحولات دما - فشار در متاپلیت‌های خلج ۱۳۴
۴-۲-۲-۱- الف- تحولات دما - فشار در میکاشیست‌های خلج بر اساس شیمی گارنت ۱۳۴
۴-۲-۲-۱- ب- شرایط دگرگونی ناحیه‌ای خلج بر اساس سیستم شش متشکله KFMASH ۱۳۵
۴-۲-۲-۱- پ- تحولات دما - فشار در هورنفلس خلج ۱۴۰
۴-۲-۲-۲- بررسی تحولات دما - فشار در متاپلیت‌های ده‌نو ۱۴۲
۴-۲-۲-۲- الف- بررسی تحولات دما - فشار در میکاشیست‌های ده‌نو ۱۴۳
۴-۲-۲-۲- ب- بررسی تحولات دما - فشار در هورنفلس ده‌نو ۱۴۴
۴-۳- مطالعه شرایط دما - فشار مذاب توده‌های گرانیتوییدی ۱۴۶
۴-۳-۱- مطالعه شرایط دما - فشار مذاب مونزوگرانیتی و گرانودیوریتی مشهد ۱۴۶
۴-۳-۲- مطالعه شرایط فشار، فوگاسیته اکسیژن و دما در مذاب گرانیتوییدی ده‌نو ۱۴۷
۴-۳-۲-۱- مطالعات فشارسنجی و بررسی تغییرات فوگاسیته اکسیژن ۱۴۸
۴-۳-۲-۱-۱- فشارسنجی بر اساس ترکیب آمفیبول ۱۴۸
۴-۳-۲-۱-۲- برآورد تغییرات فوگاسیته اکسیژن ۱۵۱
۴-۳-۲-۲- مطالعات دماسنجی مذاب گرانیتوییدی گارنت‌دار ده‌نو ۱۵۲
۴-۳-۲-۲-۱- دماسنجی بر اساس ترکیب آمفیبول ۱۵۲
۴-۳-۲-۲-۲- دماسنج هورنبلند - پلاژیوکلاز ۱۵۴

فهرست مطالب

عنوان **صفحه**

۴-۳-۲-۲-۳- برآورد دمای مذاب بر اساس ترکیب اپیدوت و گارنت ۱۵۷
۴-۳-۲-۲-۴- دمای انسداد اکسیژن در کوارتز - گارنت و بیوتیت - گارنت ۱۵۷
۴-۳-۲-۲-۵- دماسنج گارنت - بیوتیت ۱۵۸
۴-۴- مطالعه دما و فشار تشکیل آپلیت - پگماتیت خواجه‌مراد ۱۶۰
۴-۴-۱- دمافشارسنج آلکالی‌فلدسپار ۱۶۰
۴-۴-۲- دماسنج ایزوتوپ پایدار اکسیژن برای کوارتز ۱۶۲
۴-۵- خلاصه‌ای از نتایج زمین‌دمافشارسنجی متاپلیت‌ها و سنگ‌های ماگمایی گارنت‌دار ۱۶۴
۴-۵-۱- شرایط دماپویای متاپلیت‌های گارنت‌دار خلج و ده‌نو ۱۶۴
۴-۵-۲- شرایط دماپویای مذاب گرانیتوییدی گارنت‌دار ده‌نو ۱۶۵
۴-۵-۳- شرایط دماپویای آپلیت - پگماتیت خواجه‌مراد ۱۶۷

فصل پنجم: ژئوشیمی سنگ‌کل و پتروژنز

۵-۱- پیشگفتار ۱۶۸
۵-۲- سنگ‌های آذرین ۱۶۸
۵-۲-۱- ژئوشیمی سنگ‌کل و طبقه‌بندی گرانیتوییدهای خواجه‌مراد، خلج و ده‌نو ۱۶۹
۵-۲-۱-۱- ژئوشیمی عناصر اصلی سنگ‌کل گرانیتوییدهای خواجه‌مراد، خلج و ده‌نو ۱۶۹
۵-۲-۱-۲- تعیین سری ماگمایی گرانیتوییدهای خواجه‌مراد، خلج و ده‌نو ۱۷۷
۵-۲-۱-۳- درجه اشباع‌شدگی از آلومینیم گرانیتوییدهای خواجه‌مراد، خلج و ده‌نو ۱۷۹
۵-۲-۱-۴- خاستگاه و محیط تکتونیکی ۱۸۱
۵-۲-۱-۴-۱- خاستگاه توده‌های گرانیتوییدی خواجه‌مراد، خلج و ده‌نو ۱۸۱
۵-۲-۱-۴-۱-۱- مقایسه توده گارنت‌دار ده‌نو با گرانیت‌های نوع I در سایر نقاط جهان ۱۸۸
۵-۲-۱-۴-۲- محیط تکتونوماگمایی تشکیل گرانیتوییدهای خواجه‌مراد، خلج و ده‌نو ۱۹۱
۵-۲-۱-۴-۳- داده‌های سن‌سنجی ۱۹۸
۵-۲-۲- رگه‌های آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد ۱۹۹
۵-۲-۲-۱- ژئوشیمی سنگ‌کل رگه‌های آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد ۱۹۹
۵-۲-۲-۲- طبقه‌بندی پگماتیت‌های خواجه‌مراد ۲۰۲
۵-۲-۲-۳- خاستگاه مذاب‌های آپلیتی و پگماتیتی‌گارنت‌دار خواجه‌مراد ۲۰۶
۵-۲-۲-۴- خاستگاه آپلیت و پگماتیت گارنت‌دار خواجه‌مراد بر اساس ترکیب سنگ‌کل ۲۰۷
۵-۳- ژئوشیمی سنگ‌کل و خاستگاه سنگ‌های دگرگونی خلج و ده‌نو ۲۱۰
۵-۳-۱- خاستگاه و ماهیت سنگ مادر متاپلیت‌های خلج و ده‌نو ۲۱۲

فهرست مطالب

عنوان **صفحه**

۵-۳-۲- تعیین محیط تکتونیکی تشکیل رسوب اولیه ۲۱۴
۵-۴- الگوی تحولات منطقه بر اساس نتایج حاصل از مطالعه ژئوشیمیایی سنگ‌کل ۲۱۴

فصل ششم: گارنت

۶-۱- پیشگفتار ۲۱۶
۶-۱-۱- ویژگی‌های شیمیایی و فیزیکی گارنت ۲۱۷
۶-۱-۲- شرایط دما - فشار پایداری گارنت ۲۱۸
۶-۱-۳- انواع گارنت بر اساس خاستگاه ۲۱۹
۶-۲- طبقه‌بندی گارنت در سنگ‌های دگرگونی و آذرین مشهد ۲۲۲
۶-۲-۱- گارنت در سنگ‌های دگرگونی ۲۲۲
۶-۲-۱-۱- متاپلیت‌های خلج ۲۲۲
۶-۲-۱-۱-۱- منطقه‌بندی ترکیبی گارنت درون سنگ‌های دگرگونی خلج ۲۲۲
۶-۲-۱-۱-۲- نقش پدیده انتشار در رشد گارنت درون سنگ‌های دگرگونی خلج ۲۲۴
۶-۲-۱-۲- متاپلیت‌های ده‌نو ۲۲۵
۶-۲-۱-۳- اسکارن‌های ده‌نو ۲۲۷
۶-۲-۲- گارنت سنگ‌های ماگمایی ۲۲۹
۶-۲-۲-۱- گارنت درون گرانیتویید ده‌نو ۲۲۹
۶-۲-۲-۲- گارنت درون آپلیت و پگماتیت ۲۳۲
۶-۲-۲-۲- الف- شیمی عناصر اصلی گارنت ۲۳۲
۶-۲-۲-۲- ب- شیمی عناصر کمیاب گارنت ۲۳۴
۶-۲-۲-۲- پ- ترکیب ایزوتوپ اکسیژن ($\delta^{18}O$) گارنت و کوارتز ۲۳۶
۶-۳- خاستگاه گارنت در سنگهای ماگمایی ۲۳۶
۶-۳-۱- خاستگاه گارنت درون گرانیتویید ۲۳۶
۶-۳-۱-۱- بررسی خاستگاه گارنت DTG بر اساس ترکیب عناصر اصلی ۲۳۹
۶-۳-۱-۲- بررسی خاستگاه گارنت DTG بر اساس منطقه‌بندی عناصر اصلی ۲۴۳
۶-۳-۱-۳- بررسی خاستگاه گارنت DTG بر اساس شیمی ادخال‌های درون گارنت ۲۴۴
۶-۳-۱-۳- الف- پلاژیوکلاز ۲۴۵
۶-۳-۱-۳- ب- آمفیبول ۲۴۶
۶-۳-۱-۳- پ- بیوتیت ۲۴۷
۶-۳-۱-۳- ت- اپیدوت ۲۴۸

فهرست مطالب

عنوان **صفحه**

۶-۳-۱-۳- ث- ایلمنیت ۲۴۹
۶-۳-۱-۴- بررسی خاستگاه گارنت DTG بر اساس ترکیب ایزوتوپ اکسیژن ۲۵۰
۶-۳-۱-۵- بررسی انتشار عناصر بر رشد گارنت در DTG ۲۵۰
۶-۳-۲- خاستگاه گارنت درون آپلیت و پگماتیت ۲۵۱
۶-۳-۲-۱- بررسی خاستگاه گارنت آپلیت و پگماتیت مطابق شیمی عناصر اصلی و منطقه‌بندی ۲۵۲
۶-۳-۲-۲- بررسی خاستگاه گارنت آپلیت و پگماتیت مطابق شیمی عناصر فرعی و منطقه‌بندی ۲۵۹
۶-۳-۲-۳- بررسی خاستگاه گارنت آپلیت و پگماتیت بر اساس داده‌های ایزوتوپی ۲۶۱
۶-۴- کاربرد و اهمیت مطالعه شیمی گارنت ۲۶۲
۶-۴-۱- کاربرد شیمی گارنت ماگمایی در بررسی دما - فشار و فوگاسیته اکسیژن ماگمای DTG ۲۶۲
۶-۴-۲- کاربرد شیمی گارنت ماگمایی در بررسی ماگمای آپلیت - پگماتیت ۲۶۳
۶-۵- خلاصه نتایج مطالعه ماهیت و خاستگاه گارنت ۲۶۵

فصل هفتم: نتیجه‌گیری

۷-۱- مطالعات سنگ‌نگاری، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی ۲۶۸
۷-۲- مطالعه ماهیت و خاستگاه گارنت ۲۶۸
۷-۲-۱- مطالعه ماهیت گارنت متاپلیت‌ها ۲۶۸
۷-۲-۲- مطالعه ماهیت و خاستگاه گارنت آپلیت - پگماتیت ۲۶۹
۷-۲-۳- مطالعه ماهیت و خاستگاه گارنت DTG ۲۶۹
۷-۳- مطالعه شرایط دماپویا ۲۷۱
۷-۳-۱- شرایط دماپویای متاپلیت ۲۷۱
۷-۳-۲- شرایط دماپویای آپلیت - پگماتیت ۲۷۱
۷-۳-۳- شرایط دماپویای DTG ۲۷۱
۷-۴- مطالعات ژئوشیمیایی سنگ‌کل ۲۷۲

فهرست منابع فارسی ۲۷۴
فهرست منابع غیرفارسی ۲۷۹
پیوست‌ها ۳۰۲
چکیده انگلیسی ۳۶۴

فهرست شکل‌ها

عنوان **صفحه**

شکل ۱-۱- نقشه زمین‌شناسی ساختاری ایران ۳
شکل ۱-۲- راه‌های دسترسی به منطقه‌های مورد مطالعه ۴
شکل ۲-۱- نقشه تکتونیکی و کوه‌زایی ساده شده از دریای سیاه تا ایران و پامیر ۲۵
شکل ۲-۲- زون‌های ساختاری کپه‌داغ، مفصلی و بینالود ۲۶
شکل ۲-۳- نقشه ساده شده زمین‌شناسی کوه‌های بینالود ۲۹
شکل ۲-۴- نقشه زمین‌شناسی و موقعیت گرانیتوییدها و دگرگونی‌های مشهد ۳۳
شکل ۲-۵- موقعیت آپلیت و پگماتیت‌های خواجه‌مراد ۴۰
شکل ۲-۶- تصاویر صحرایی از گرانیتویید منطقه خواجه‌مراد ۴۲
شکل ۲-۷- (A) مرز مشخص بین گرانودیوریت و مونزوگرانیت ۴۴
شکل ۲-۸- گرانودیوریت با رگه‌های آپلیتی فراوان ۴۵
شکل ۲-۹- (A) نمونه‌دستی از یک رگه پگماتیتی در مجاورت رگه آپلیتی ۴۶
شکل ۲-۱۰- در برخی رخنمون‌های پگماتیت ۴۷
شکل ۲-۱۱- پگماتیت‌های خواجه‌مراد از نظر کانی‌شناسی ۴۹
شکل ۲-۱۲- نقشه زمین‌شناسی و موقعیت مجموعه دگرگونی مشهد ۵۰
شکل ۲-۱۳- (A) رخنمون مونزوگرانیت در منطقه خلج ۵۱
شکل ۲-۱۴- چشم‌اندازی از شیست‌های منطقه خلج در جنوب غربی شهر مشهد ۵۳
شکل ۲-۱۵- (A) نقشه زمین‌شناسی ساده منطقه ده‌نو - وکیل‌آباد ۵۴
شکل ۲-۱۶- (A) نمایی از توده نفوذی کم ارتفاع منطقه ده‌نو ۵۵
شکل ۲-۱۷- (A) نمایی از روابط صحرایی توده نفوذی ده‌نو ۵۸
شکل ۲-۱۸- (A) نمونه هورنفلس و گارنت‌های ریزدانه درون آن ۵۹
شکل ۲-۱۹- (A) رخنمونی از توده اسکارنی منطقه ده‌نو ۵۹
شکل ۳-۱- تصویرهای میکروسکوپی XPL و PPL از گرانودیوریت تیره‌رنگ خواجه‌مراد ۶۲
شکل ۳-۲- تصویرهای میکروسکوپی XPL و PPL از مونزوگرانیت روشن خواجه‌مراد ۶۳
شکل ۳-۳- تصویرهای میکروسکوپی از کوارتز و فلدسپار در آپلیت خواجه‌مراد ۶۵
شکل ۳-۴- ترکیب فلدسپارهای درون رگه‌های آپلیتی و پگماتیتی خواجه‌مراد ۶۵
شکل ۳-۵- تصویرهای میکروسکوپی از میکاها در آپلیت خواجه‌مراد ۶۶
شکل ۳-۶- نمودار طبقه‌بندی بیوتیت موجود در رگه‌های آپلیتی خواجه‌مراد ۶۷
شکل ۳-۷- موقعیت ترکیبی مسکوویت‌های درون آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد ۶۷
شکل ۳-۸- نمودار به‌هنجار شده عناصر کمیاب و نادر خاکی ۶۸
شکل ۳-۹- نمودار تغییرات مقدار Li، Pb، Nb و Ta در برابر Na ۶۸

فهرست شکل‌ها

عنوان **صفحه**

شکل ۳-۱۰- تصاویر میکروسکوپی از گارنت درون رگه‌های آپلیتی خواجه‌مراد ۶۹

شکل ۳-۱۱- بلورهای گارنت درشت‌بلور و ریزبلور.. ۷۰

شکل ۳-۱۲- نمودار به‌هنجار شده نسبت به ترکیب کندریت ۷۱

شکل ۳-۱۳- نمودارهای به‌هنجارشده نسبت به کندریت ۷۱

شکل ۳-۱۴- تصویرهای میکروسکوپی در نور XPL از کوارتز ۷۳

شکل ۳-۱۵- تصویر میکروسکوپی در نور XPL از فلدسپار ۷۴

شکل ۳-۱۶- تصویرهای میکروسکوپی از مسکوویت ۷۵

شکل ۳-۱۷- (A) (B) گارنت‌های درشت‌دانه شکل‌دار بدون ادخال ۷۶

شکل ۳-۱۸- ترکیب اکسیدهای درون گارنت‌های موجود در پگماتیت ۷۷

شکل ۳-۱۹- تصویرهای میکروسکوپی از گرانیتویید خلج ۷۹

شکل ۳-۲۰- روند کاهش سطح مرز دانه‌ای (GBAR) ۷۹

شکل ۳-۲۱- تصویرهای میکروسکوپی از پگماتیت در گرانیتویید خلج.. ۸۱

شکل ۳-۲۲- ترکیب فلدسپارهای زمینه سنگ و ادخال‌های فلدسپار درون گارنت ۸۲

شکل ۳-۲۳- نمودار طبقه‌بندی بیوتیت درون پگماتیت خلج ۸۲

شکل ۳-۲۴- تصویرهای میکروسکوپی از گارنت کلریتویید هورنفلس ۸۳

شکل ۳-۲۵- تصویرهای میکروسکوپی از فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست خلج ۸۶

شکل ۳-۲۶- تصویرهای میکروسکوپی از گارنت استارولیت میکاشیست خلج..................................... ۸۸

شکل ۳-۲۷- تصویرهای میکروسکوپی از استارولیت گارنت میکاشیست خلج.................................... ۹۰

شکل ۳-۲۸- نمودار طبقه‌بندی بیوتیت موجود در استارولیت گارنت میکاشیست ۹۱

شکل ۳-۲۹- موقعیت ترکیبی مسکوویت‌های درون نمونه فیبرولیت‌گارنت استارولیت میکاشیست خلج ۹۲

شکل ۳-۳۰- موقعیت ترکیب استارولیت... ۹۳

شکل ۳-۳۱- ترکیب کانی کدر موجود در میکاشیست‌های خلج ۹۳

شکل ۳-۳۲- تصویر میکروسکوپی از کانی‌شناسی ۹۵

شکل ۳-۳۳- نمودار FeO و Al_2O_3 برای ادخال کوارتز... ۹۷

شکل ۳-۳۴- طبقه‌بندی پلاژیوکلازهای موجود در توده نفوذی ده‌نو... ۹۸

شکل ۳-۳۵- ترکیب آمفیبول درون گرانیتویید ده‌نو ۹۹

شکل ۳-۳۶- (a) طبقه‌بندی بیوتیت موجود در توده نفوذی ده‌نو ۱۰۰

شکل ۳-۳۷- مقایسه شیمی ادخال‌های بیوتیت در بخش‌های مختلف بلور گارنت ۱۰۱

شکل ۳-۳۸- نام‌گذاری اعضای مونوکلینیک آهن و آلومینیم‌دار گروه اپیدوت ۱۰۳

شکل ۳-۳۹- ترکیب ادخال کلریت درون گارنت موجود در گرانیتویید ده‌نو.................................... ۱۰۴

فهرست شکل‌ها

عنوان **صفحه**

شکل ۳-۴۰- ترکیب ایلمنیت درون گارنت‌های موجود در گرانیتویید ده‌نو ۱۰۵
شکل ۳-۴۱- تصویر سنگ‌نگاری هورنفلس ده‌نو ۱۰۷
شکل ۳-۴۲- مقاطع میکروسکوپی آندالوزیت گارنت میکاشیست فیبرولیت‌دار ده‌نو ۱۰۹
شکل ۳-۴۳- تصویر سنگ‌نگاری فیبرولیت گارنت میکاشیست ده‌نو ۱۱۲
شکل ۳-۴۴- تصاویر میکروسکوپی گارنت کلریتویید شیست ده‌نو ۱۱۳
شکل ۳-۴۵- تصویر میکروسکوپی اسکارن منطقه ده‌نو ۱۱۵
شکل ۳-۴۶- ترکیب فلدسپار موجود در آندالوزیت گارنت میکاشیست ۱۱۶
شکل ۳-۴۷- ترکیب ادخال‌های بیوتیت درون گارنت ۱۱۷
شکل ۳-۴۸- ترکیب شیمیایی تورمالین‌ها در آندالوزیت گارنت میکاشیست و هورنفلس ده‌نو ۱۲۰
شکل ۳-۴۹- ترکیب اکسیدهای درون گارنت‌های موجود در هورنفلس ۱۲۱
شکل ۳-۵۰- تفکیک بیوتیت‌های آذرین و دگرگونی ۱۲۳
شکل ۳-۵۱- تفکیک بیوتیت‌های آذرین و دگرگونی ۱۲۴
شکل ۳-۵۲- مقایسه شیمی ادخال‌های بیوتیت ۱۲۴
شکل ۳-۵۳- تفکیک مسکوویت‌های آذرین و دگرگونی ۱۲۶
شکل ۳-۵۴- تفکیک مسکوویت‌های آذرین و دگرگونی ۱۲۷
شکل ۳-۵۵- مقایسه ترکیب عناصر کمیاب مسکوویت ۱۲۷
شکل ۴-۱- محدوده تقریبی دما - فشار تشکیل میکاشیست‌های منطقه خلج ۱۳۶
شکل ۴-۲- نمودار دما در برابر X_{Fe} در فشار ۳۰۰ مگاپاسکال ۱۴۱
شکل ۴-۳- توالی مجموعه‌های کانی‌شناسی در نمودارهای AFM ۱۴۲
شکل ۴-۴- نمودار مجموعه کانی‌های دما بالا - فشار پایین ۱۴۶
شکل ۴-۵- محدوده تقریبی دمای تشکیل میکاشیست و هورنفلس ۱۴۶
شکل ۴-۶- شرایط دما - فشار تشکیل مذاب، تبلور و ژئوترم‌های حرارتی ۱۴۷
شکل ۴-۷- خلاصه‌ای از کالیبراسیون‌های تجربی و آزمایشی مربوط به فشارسنجی آلومینیم ۱۵۰
شکل ۴-۸- نمودار Al^{iv} در برابر Ti در فرمول ساختاری آمفیبول ۱۵۳
شکل ۴-۹- نمودار تغییرات دما - فشار بر اساس میزان TiO_2 و Al_2O_3 .... ۱۵۴
شکل ۴-۱۰- تاثیر محتوای Fe^{3+} بر روی دماسنج هورنبلند - پلاژیوکلاز ۱۵۶
شکل ۴-۱۱- توزیع آلومینیم و Fe^{3+} بین محلول جامد گراسولار - آندرادیت ۱۵۷
شکل ۴-۱۲- نمودار تغییرات دما-فشار- عمق برای ذوب خشک و آب‌دار ۱۶۰
شکل ۴-۱۳- نمودار سیستم آلبیت - ارتوکلاز ۱۶۱
شکل ۴-۱۴- منحنی سولوس برای امتزاج فاز فلدسپار غنی از سدیم و غنی از پتاسیم ۱۶۲

فهرست شکل‌ها

عنوان **صفحه**

شکل ۵-۱- (A) نمودار دومتغیره مجموع آلکالی در برابر SiO_2 .... ۱۷۱
شکل ۵-۲- (A) نمودار ترکیب نورماتیو An-Ab-Or ۱۷۲
شکل ۵-۳- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر SiO_2 .... ۱۷۳
شکل ۵-۴- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر MgO ۱۷۳
شکل ۵-۵- نمودارهای به‌هنجارسازی برای گرانیتوییدهای مشهد ۱۷۶
شکل ۵-۶- ترکیب ایزوتوپی سنگ‌ها و آب‌های طبیعی ۱۷۷
شکل ۵-۷- (A) نمودار AFM ۱۷۸
شکل ۵-۸- ترکیب گرانیتوییدهای جنوب مشهد ۱۷۹
شکل ۵-۹- ترکیب گرانیتوییدهای جنوب مشهد ۱۸۰
شکل ۵-۱۰- ترکیب گرانیتوییدهای جنوب مشهد بر روی نمودار A-B ۱۸۰
شکل ۵-۱۱- ترکیب گرانیتوییدهای جنوب مشهد ۱۸۳
شکل ۵-۱۲- مقایسه ترکیب $\delta^{18}O$ سنگ‌کل، گارنت و کوارتز ۱۸۶
شکل ۵-۱۳- (A) نمودار εNd در برابر نسبت ایزوتوپی Sr اولیه ۱۸۷
شکل ۵-۱۴- ترکیب گرانیتوییدهای جنوب مشهد ۱۸۸
شکل ۵-۱۵- ترکیب دیوریت - تونالیت - گرانودیوریت (DTG) ده‌نو ۱۹۰
شکل ۵-۱۶- تمایز تکتونیکی انواع گرانیتوییدها ۱۹۱
شکل ۵-۱۷- تمایز تکتونیکی گرانیتوئیدها در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی ۱۹۲
شکل ۵-۱۸- ترکیب گرانیتوییدهای جنوب مشهد ۱۹۴
شکل ۵-۱۹- ترکیب گرانیتوییدهای جنوب مشهد ۱۹۶
شکل ۵-۲۰- تمایز تکتونیکی انواع گرانیتوییدها ۱۹۷
شکل ۵-۲۱- تمایز تکتونیکی انواع گرانیتوییدها ۱۹۷
شکل ۵-۲۲- ترکیب گرانیتوییدهای جنوب مشهد ۱۹۸
شکل ۵-۲۳- نمودارهای به‌هنجار شده برای عناصر کمیاب در آپلیت و پگماتیت ۲۰۰
شکل ۵-۲۴- نمودار ضریب توزیع عناصر نادر خاکی بین کانی و مذاب ۲۰۱
شکل ۵-۲۵- نمودارهای به‌هنجار شده برای عناصر کمیاب در آپلیت و پگماتیت ۲۰۷
شکل ۵-۲۶- ترکیب میکاشیست‌های خلج و میکاشیست‌ها و هورنفلس ده‌نو ۲۱۱
شکل ۵-۲۷- (A) نمودار $\log(Fe_2O_3/K_2O)$ در برابر $\log(SiO_2/Al_2O_3)$ ۲۱۳
شکل ۶-۱- جدول تناوبی عناصر ۲۱۸
شکل ۶-۲- مقایسه تغییرات اعضای نهایی گارنت ۲۲۳
شکل ۶-۳- اختلاف ترکیبی هسته و حاشیه در گارنت ۲۲۴

فهرست شکل‌ها

عنوان **صفحه**

شکل ۶-۴- الگوی تغییرات اعضای نهایی حاشیه - هسته - حاشیه گارنت ۲۲۶
شکل ۶-۵- تغییرات ترکیب ادخال بیوتیت در گارنت ۲۲۷
شکل ۶-۶- ترکیب گارنت‌های توده اسکارنی ده‌نو ۲۲۸
شکل ۶-۷- تغییرات اعضای نهایی گارنت ۲۲۹
شکل ۶-۸- (A، B، C) نمونه‌هایی از گارنت درون DTG ده‌نو ۲۳۰
شکل ۶-۹- منطقه‌بندی ترکیبی در گارنت درون DTG ۲۳۱
شکل ۶-۱۰- (a) دانه‌های گارنت شکل‌دار تا گرد شده و دانه‌های ریز گارنت ۲۳۲
شکل ۶-۱۱- نمودار سه‌تایی تغییرات اعضای نهایی گارنت ۲۳۴
شکل ۶-۱۲- تمرکز عناصر در پروفایل حاشیه - هسته - حاشیه گارنت ۲۳۵
شکل ۶-۱۳- تمرکز عناصر در پروفایل حاشیه - هسته - حاشیه گارنت ۲۳۶
شکل ۶-۱۴- ترکیب گارنت سنگ‌های آذرین و دگرگونی ۲۴۱
شکل ۶-۱۵- ترکیب هسته و حاشیه گارنت‌های توده نفوذی DTG ۲۴۲
شکل ۶-۱۶- گارنت DTG ده‌نو در مقایسه با گارنت دگرگونی ۲۴۲
شکل ۶-۱۷- تغییرات میزان آنورتیت در ادخال‌های پلاژیوکلاز ۲۴۵
شکل ۶-۱۸- نمودارهای تغییرات ترکیب عناصر اصلی آمفیبول نسبت به Al^{IV} ۲۴۷
شکل ۶-۱۹- تغییرات منیزیم و آهن در فرمول ساختاری ادخال‌های بیوتیت ۲۴۷
شکل ۶-۲۰- تغییرات Ca، Al^{vi} و Fe^{3+} در فرمول ساختاری ادخال‌های اپیدوت ۲۴۹
شکل ۶-۲۱- تغییرات منیزیم و آهن در فرمول ساختاری ادخال‌های بیوتیت ۲۴۹
شکل ۶-۲۲- شیمی گارنت درون آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد و خلج ۲۵۳
شکل ۶-۲۳-نمودارهای CaO در برابر MnO برای تفکیک گارنت آذرین ۲۵۴
شکل ۶-۲۴-طبقه‌بندی مذاب تفریق یافته خواجه‌مراد و خلج ۲۵۶
شکل ۶-۲۵-رابطه بین ترکیب شیمیایی گارنت و منطقه‌بندی آپلیت و پگماتیت‌های خواجه‌مراد ۲۵۸
شکل ۶-۲۶- مقایسه ترکیب گارنت و مسکوویت با ترکیب سنگ میزبان ۲۶۱

فهرست جدول‌ها

عنوان **صفحه**

جدول ۱-۱- مثال‌هایی از مطالعات صورت گرفته بر روی گارنت و خاستگاه آن در نقاط مختلف جهان........... ۱۸
جدول ۱-۲- مقادیر حد آشکارسازی عناصر ۲۱
جدول ۱-۳- تنظیمات مورد استفاده برای دستگاه LA-ICP-MS ۲۱
جدول ۲-۱- نتایج و داده‌های سن‌سنجی بر روی گرانیتوییدهای مشهد ۳۶
جدول ۲-۲- دسته‌بندی پگماتیت‌های درون مونزوگرانیت و گرانودیوریت‌ها ۴۸
جدول ۴-۱- نتایج کاربرد کالیبراسیون‌های مختلف دماسنج گارنت - بیوتیت.. ۱۳۳
جدول ۴-۲- نتایج کاربرد روش فشارسنجی ۱۵۰
جدول ۴-۳- میانگین دما بر اساس روش دماسنجی پلاژیوکلاز - هورنبلند ۱۵۷
جدول ۴-۴- مقادیر $\delta^{18}O$ دانه‌های گارنت و کوارتز... ۱۵۸
جدول ۴-۵- میانگین دما بر اساس روش دماسنجی گارنت - بیوتیت ۱۵۹
جدول ۴-۶- مقایسه میانگین نتایج دماسنجی به روش‌های گوناگون ۱۶۴
جدول ۶-۱- منطقه‌بندی ترکیبی در گارنت.. ۲۴۴

فهرست پیوست‌ها

عنوان **صفحه**

پیوست ۱- مخفف نام کانی‌ها ۳۰۲
پیوست ۲- محاسبه آهن فریک و فرو در کانی‌ها ۳۰۴
پیوست ۳- خلاصه‌ای از کانی‌شناسی برخی از نمونه‌های مورد مطالعه در مناطق خواجه‌مراد، خلج و ده‌نو ۳۰۵
پیوست ۴- ترکیب مودال کانی‌ها در توده نفوذی غرب ده‌نو ۳۰۶
پیوست ۵- نتایج آنالیز ریزپردازشی کانی‌ها و محاسبه فرمول ساختاری و اعضای نهایی ۳۰۶
پیوست ۵-۱- نتایج آنالیز ریزپردازشی و محاسبه فرمول ساختاری کوارتز ۳۰۶
پیوست ۵-۱-۱- نتایج آنالیز ریزپردازشی کوارتز موجود در پگماتیت‌های خواجه‌مراد ۳۰۶
پیوست ۵-۱-۲- نتایج آنالیز ریزپردازشی کوارتز موجود در پگماتیت‌های خلج ۳۰۷
پیوست ۵-۱-۳- میانگین نتایج آنالیز ریزپردازشی ادخال کوارتز ۳۰۷
پیوست ۵-۱-۴- نتایج آنالیز ریزپردازشی ادخال کوارتز موجود در گارنت‌ها ۳۰۸
پیوست ۵-۱-۵- نتایج آنالیز ریزپردازشی ادخال کوارتز موجود در گارنت‌ها ۳۰۸
پیوست ۵-۱-۶- نتایج آنالیز ریزپردازشی ادخال کوارتز موجود در گارنت‌ها ۳۰۹
پیوست ۵-۲- نتایج آنالیز ریزپردازشی فلدسپار ۳۱۲
پیوست ۵-۲-۱- نتایج آنالیز ریزپردازشی، محاسبه فرمول ساختاری و اعضای نهایی فلدسپار در آپلیت ۳۱۲
پیوست ۵-۲-۲- نتایج آنالیز ریزپردازشی فلدسپار موجود در پگماتیت‌های خواجه‌مراد ۳۱۲
پیوست ۵-۲-۳- نتایج آنالیز ریزپردازشی فلدسپار موجود در زمینه و ادخال فلدسپار ۳۱۲
پیوست ۵-۲-۴- نتایج آنالیز ریزپردازشی ادخال پلاژیوکلاز در حاشیه و بخش میانی فنوکریست گارنت ۳۱۳
پیوست ۵-۲-۵- نتایج آنالیز ریزپردازشی ادخال پلاژیوکلاز در بخش میانی فنوکریست گارنت ۳۱۴
پیوست ۵-۲-۶- نتایج آنالیز ریزپردازشی ادخال پلاژیوکلاز در بخش میانی و مرکز فنوکریست گارنت ۳۱۴
پیوست ۵-۲-۷- نتایج آنالیز ریزپردازشی ادخال پلاژیوکلاز در گارنت‌ها ۳۱۵
پیوست ۵-۲-۸- نتایج آنالیز ریزپردازشی پلاژیوکلاز ۳۱۵
پیوست ۵-۲-۹- نتایج آنالیز ریزپردازشی فلدسپارها ۳۱۶
پیوست ۵-۳- نتایج آنالیز ریزپردازشی و محاسبه فرمول ساختاری میکا ۳۱۷
پیوست ۵-۳-۱- نتایج آنالیز ریزپردازشی مسکوویت و بیوتیت موجود در آپلیت‌های خواجه‌مراد ۳۱۷
پیوست ۵-۳-۲- نتایج آنالیز ریزپردازشی مسکوویت موجود در پگماتیت‌های خواجه‌مراد ۳۱۷
پیوست ۵-۳-۳- نتایج آنالیز ریزپردازشی بیوتیت درون پگماتیت‌های خلج ۳۱۸
پیوست ۵-۳-۴- نتایج آنالیز ریزپردازشی بیوتیت و مسکوویت موجود در میکاشیست‌های خلج ۳۱۸
پیوست ۵-۳-۵- نتایج آنالیز ریزپردازشی مربوط به بیوتیت موجود در بلورهای گارنت ۳۱۹
پیوست ۵-۳-۶- نتایج آنالیز ریزپردازشی مربوط به بیوتیت موجود در بلورهای گارنت ۳۱۹
پیوست ۵-۳-۷- نتایج آنالیز ریزپردازشی مربوط به بیوتیت موجود در بلورهای گارنت ۳۲۰

فهرست پیوست‌ها

عنوان **صفحه**

پیوست ۵-۳-۸- نتایج آنالیز ریزپردازشی مربوط به بیوتیت موجود در زمینه ۳۲۰
پیوست ۵-۳-۹- نتایج آنالیز ریزپردازشی مربوط به ادخال مسکوویت دگرگونی درون گارنت ۳۲۱
پیوست ۵-۳-۱۰- نتایج آنالیز ریزپردازشی ادخال‌های بیوتیت در گارنت ۳۲۱
پیوست ۵-۳-۱۱- نتایج آنالیز ریزپردازشی مسکوویت موجود در نمونه‌های آندالوزیت گارنت میکاشیست ۳۲۲
پیوست ۵-۴- نتایج آنالیز ریزپردازشی گارنت و محاسبه فرمول ساختاری و اعضای نهایی ۳۲۵
پیوست ۵-۴-۱- نتایج آنالیز ریزپردازشی گارنت موجود در آپلیت‌های خواجه‌مراد ۳۲۵
پیوست ۵-۴-۲- نتایج آنالیز ریزپردازشی گارنت موجود در آپلیت‌های خواجه‌مراد ۳۲۷
پیوست ۵-۴-۳- نتایج آنالیز ریزپردازشی گارنت موجود در پگماتیت‌های خواجه‌مراد ۳۲۸
پیوست ۵-۴-۴- نتایج آنالیز ریزپردازشی گارنت موجود در پگماتیت‌های خواجه‌مراد ۳۳۰
پیوست ۵-۴-۵- نتایج آنالیز ریزپردازشی مرکز و حاشیه گارنت موجود در پگماتیت خلج ۳۳۲
پیوست ۵-۴-۶- نتایج آنالیز ریزپردازشی مرکز و حاشیه گارنت ۳۳۳
پیوست ۵-۴-۷- نتایج آنالیز ریزپردازشی مرکز و حاشیه گارنت ۳۳۵
پیوست ۵-۴-۸- نتایج آنالیز ریزپردازشی مرکز و حاشیه گارنت ۳۳۸
پیوست ۵-۴-۹- نتایج آنالیز ریزپردازشی گارنت (حاشیه تا مرکز تا حاشیه) ۳۴۰
پیوست ۵-۴-۱۰- نتایج آنالیز ریزپردازشی گارنت (حاشیه تا مرکز تا حاشیه) ۳۴۱
پیوست ۵-۴-۱۱- نتایج آنالیز ریزپردازشی گارنت موجود در فیبرولیت گارنت میکاشیست ده‌نو ۳۴۲
پیوست ۵-۴-۱۲- نتایج آنالیز ریزپردازشی گارنت موجود در گارنت کلریتویید شیست ده‌نو ۳۴۳
پیوست ۵-۴-۱۳- نتایج آنالیز ریزپردازشی گارنت موجود در اسکارن ده‌نو ۳۴۴
پیوست ۵-۵- نتایج آنالیز ریزپردازشی و محاسبه فرمول ساختاری ایلمنیت ۳۴۵
پیوست ۵-۵-۱- نتایج آنالیز ریزپردازشی ایلمنیت موجود در پگماتیت‌های خواجه‌مراد ۳۴۵
پیوست ۵-۵-۲- نتایج آنالیز ریزپردازشی ایلمنیت درون استارولیت گارنت میکاشیست ۳۴۵
پیوست ۵-۵-۳- نتایج آنالیز ریزپردازشی ایلمنیت موجود در گرانیتویید ده‌نو ۳۴۶
پیوست ۵-۵-۴- نتایج آنالیز ریزپردازشی ادخال‌های ایلمنیت در گارنت ۳۴۶
پیوست ۵-۶- نتایج آنالیز ریزپردازشی استارولیت موجود در فیبرولیت استارولیت گارنت میکاشیست ۳۴۷
پیوست ۵-۷- نتایج آنالیز ریزپردازشی مربوط به آمفیبول موجود در گرانیتویید ده‌نو ۳۴۷
پیوست ۵-۸- نتایج آنالیز ریزپردازشی مربوط به اپیدوت موجود در گرانیتوییدی ده‌نو ۳۴۸
پیوست ۵-۹- نتایج آنالیز ریزپردازشی و محاسبه فرمول ساختاری کلریت ۳۴۸
پیوست ۵-۹-۱- نتایج آنالیز ریزپردازشی مربوط به ادخال‌های کلریت درون گارنت ۳۴۸
پیوست ۵-۹-۲- نتایج آنالیز ریزپردازشی ادخال‌های کلریت در گارنت موجود در هورنفلس ۳۴۹
پیوست ۵-۱۰- نتایج آنالیز ریزپردازشی اسفن در DTG ده‌نو ۳۴۹

فهرست پیوست‌ها

عنوان **صفحه**

پیوست ۵-۱۱- نتایج آنالیز ریزپردازشی آلومینوسیلیکات در گارنت و زمینه ۳۵۰
پیوست ۵-۱۲- نتایج آنالیز ریزپردازشی ادخال‌های تورمالین در گارنت ۳۵۱
پیوست ۶- نتایج آنالیز LA-ICP-MS مسکوویت و گارنت ۳۵۲
پیوست ۶-۱- عناصر کمیاب و نادر خاکی مسکوویت‌های درون آپلیت و پگماتیت ۳۵۲
پیوست ۶-۲- داده‌های LA-ICP-MS گارنت موجود در آپلیت منطقه خواجه‌مراد ۳۵۲
پیوست ۶-۳- داده‌های LA-ICP-MS گارنت موجود در پگماتیت منطقه خواجه‌مراد ۳۵۳
پیوست ۷- نتایج آنالیز ایزوتوپی اکسیژن ($\delta^{18}O$) گارنت، کوارتز، بیوتیت و سنگ‌کل ۳۵۴
پیوست ۷-۱- مقادیر $\delta^{18}O$ دانه‌های گارنت و کوارتز موجود در آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد ۳۵۴
پیوست ۷-۲- مقادیر $\delta^{18}O$ گارنت، کوارتز و بیوتیت درون گرانیتویید، هورنفلس و میکاشیست ۳۵۴
پیوست ۸- کانی‌شناسی مودال گرانیتوییدهای ده‌نو و خلج تا خواجه‌مراد ۳۵۵
پیوست ۹- نتایج آنالیز ICP-MS و XRF گرانیتوییدهای ده‌نو و خلج تا خواجه‌مراد ۳۵۶
پیوست ۱۰- مقادیر محاسبه شده نرماتیو کانی‌ها به روش CIPW ۳۶۰
پیوست ۱۱- داده‌های ایزوتوپی Sm، Nd، Sr و Rb برای سنگ‌های گرانیتوییدی ده‌نو، خواجه‌مراد ۳۶۱
پیوست ۱۲- داده‌های ایزوتوپ اکسیژن برای سنگ‌های گرانیتوییدی و دگرگونی ده‌نو ۳۶۱
پیوست ۱۳- ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I و S ۳۶۱
پیوست ۱۴- طبقه‌بندی گرانیت‌ها ۳۶۲
پیوست ۱۵- طبقه‌بندی پگماتیت‌های گرانیتی ۳۶۳
پیوست ۱۶- کانی‌ها و انواع اعضای نهایی گارنت ۳۶۳

چکیده

منطقه مطالعاتی در شمال‌شرقی ایران و در جنوب تا شمال‌غربی شهر مشهد قرار دارد. این پژوهش با مقایسه گارنت سنگ‌های آذرین شامل آپلیت - پگماتیت خواجه‌مراد، پگماتیت خلج و دیوریت - تونالیت - گرانودیوریت ده‌نو (DTG) با گارنت در متاپلیت‌های خلج و ده‌نو به بررسی شیمی گارنت و خاستگاه آن در سنگ‌های آذرین و دگرگونی پرداخته است. بلورهای گارنت درون متاپلیت‌ها (مناطق خلج و ده‌نو) محصول فرآیندهای دگرگونی است. ویژگی‌های این گارنت‌ها عبارت‌اند از: ترکیب آلماندین ($alm_{\sim78-83\%}$, $grs_{\sim0.5-1\%}$, $prp_{\sim5-8\%}$, $sps_{\sim8-15\%}$)، کاهش مقدار منگنز از هسته به حاشیه بلور، $MnO<۱۲wt\%$ و $CaO<۴\ wt\%$ و مقادیر $\delta^{18}O$ در حدود ۱۲/۵ تا ۱۲/۹‰؛ مشابه گارنت‌های درون متاپلیت‌های نقاط مختلف جهان است. بلورهای گارنت آپلیت (خواجه‌مراد) و پگماتیت (خواجه‌مراد و خلج) ماهیت ماگمایی داشته و محصول تبلور از مذاب آپلیت - پگماتیتی میزبانشان است. ویژگی‌های این گارنت‌ها عبارت‌اند از: ترکیب آلماندین ($alm_{\sim41-64\%}$, $sps_{\sim31-39\%}$, $prp_{\sim2-3\%}$, $grs_{\sim1.5-2\%}$)، کاهش مقدار منگنز از هسته به حاشیه بلور، $MnO>۱۲wt\%$ و $CaO<۲\ wt\%$ و مقدار $\delta^{18}O$ در حدود ۱۰/۳‰؛ مشابه گارنت‌های ماگمایی آپلیت - پگماتیت‌های نقاط مختلف جهان است. کاهش مقدار Y، HREE و Mn از هسته به‌سوی حاشیه بلور گارنت مؤید تبلور این گارنت‌ها از مذاب به دلیل کاهش دما و افزایش محتوای مواد فرار و اکتیویته H_2O در مذاب‌های نهایی است. بلورهای گارنت DTG ده‌نو طی فرآیندهای ماگمایی از مذاب DTG میزبان متبلور شده‌اند. ویژگی‌های این گارنت‌ها عبارت‌اند از: ترکیب آلماندین ($alm_{\sim59-66}$, $grs_{\sim13-23}$, $prp_{\sim8-21}$, $sps_{\sim3-10}$, $adr_{\sim0-2}$)، افزایش مقدار منگنز از هسته به‌سوی حاشیه بلور، $MnO<۵wt\%$ و $CaO>۴\ wt\%$ و مقدار $\delta^{18}O$ در حدود ۷/۵‰؛ مشابه گارنت‌های ماگمایی درون گرانیتوییدهای نقاط مختلف جهان است. سایر شواهد سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی مؤید ماهیت ماگمایی این گارنت‌ها عبارت‌اند از: اندازه بزرگ بلورها (۱ cm -۲)، شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بودن، نبود حاشیه واکنشی، شیمی متفاوت نسبت به گارنت دگرگونی، شباهت شیمی عناصر اصلی و مقادیر $\delta^{18}O$ با گارنت‌های ماگمایی در سایر نقاط جهان، منطقه‌بندی عناصر اصلی (افزایش مقدار Mn از هسته به‌سوی حاشیه بلور در هنگام کاهش دمای تبلور)، هماهنگی تغییرات شیمی ادخال‌های گارنت با منطقه‌بندی شیمیایی گارنت میزبان، شیمی همسان کانی‌های ماگمایی زمینه سنگ با ادخال‌های درون گارنت و نبود ادخال و زنولیت‌های دگرگونی در گارنت و سنگ میزبان آن. اگر چه مقدار CaO و منطقه‌بندی منگنز در بلورهای گارنت آپلیت و پگماتیت‌ها مشابه گارنت‌های دگرگونی (مانند متاپلیت‌های خلج و ده‌نو) است، اما این گارنت‌ها دارای MnO بالاتر بوده و مقدار $\delta^{18}O$ آن‌ها مشابه گارنت‌های ماگمایی درون گرانیتویید ده‌نو و سایر موارد مطالعه شده در سطح جهان است. بر اساس نتایج دما - فشارسنجی کانی‌ها و رسم نمودار شبیه‌سازی شده دما - فشار، متاپلیت‌های خلج و ده‌نو در طی دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره آمفیبولیت در هنگام بسته شدن پالئوتتیس تشکیل شده‌اند و سپس نفوذ توده‌های گرانیتوییدی موجب دگرگونی مجاورتی شده که تشکیل هاله‌های مجاورتی در اطراف این توده‌ها مؤید آن است. بر اساس ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی و ترکیب ایزوتوپ پایدار اکسیژن، DTG ده‌نو از نوع کالک‌آلکالن و نوع I بوده که پس از برخورد قاره‌ای و بر اثر ذوب پوسته فرورونده و گوشته تشکیل شده است. از طرفی مونزوگرانیت جوان‌تر خلج - خواجه‌مراد محصول ذوب‌بخشی هم‌زمان تا پس از برخورد رسوبات متاپلیتی آب‌دار منطقه بوده و آپلیت - پگماتیت‌ها نیز محصولات نهایی تفریق این مذاب‌های پوسته‌ای هستند.

کلیدواژه‌ها: گارنت، ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب، ایزوتوپ اکسیژن، آپلیت و پگماتیت، گرانیتویید، متاپلیت.

فصل اول
کلیات

۱-۱- پیشگفتار

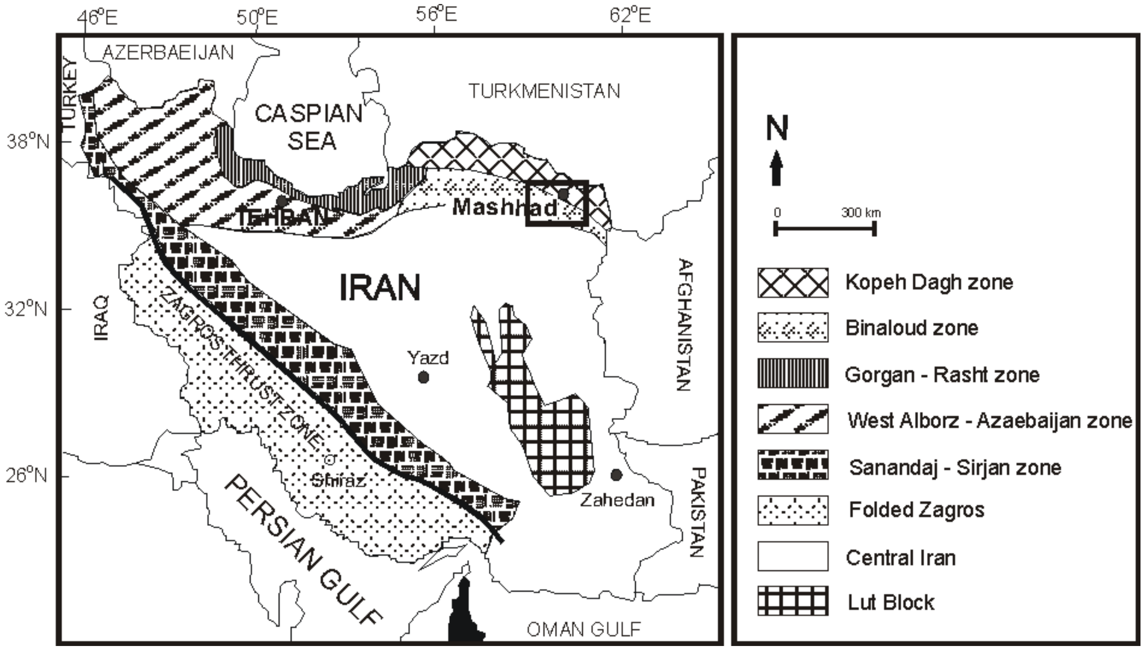
زمین‌شناسی مناطق خواجه‌مراد، خلج و ده‌نو در جنوب تا شمال‌غربی شهر مشهد از دیرباز به‌دلیل تنوع ترکیب سنگ‌شناسی و ساختاری مورد توجه بسیاری از پژوهشگران بوده است. با توجه به حضور کانی گارنت در مجموعه‌های متنوع سنگی نواحی خواجه‌مراد، خلج و ده‌نو و عدم مطالعه تفصیلی بر روی شیمی و ماهیت حضور کانی گارنت، این تحقیق به جهت تعیین ماهیت شیمیایی و خاستگاه گارنت‌های درون گرانیتوییدها و ماهیت شیمیایی گارنت‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی و به‌تبع آن سنگ میزبان و دیگر ویژگی‌های سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی منطقه انجام شده است. لذا در این پژوهش بر اساس آنالیزهای مناسب، به ابهامات موجود پرداخته شده و سعی در ارائه پاسخ مناسب به سؤالاتی در مورد ماهیت شیمیایی و خاستگاه گارنت شده است.

قبل از ورود به مباحث اصلی در چارچوب مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی، ابتدا به‌مرور اجمالی ویژگی‌های مکانی و ریخت‌شناسی منطقه، تاریخچه مطالعاتی و بیان ضرورت و هدف از این پژوهش می‌پردازیم.

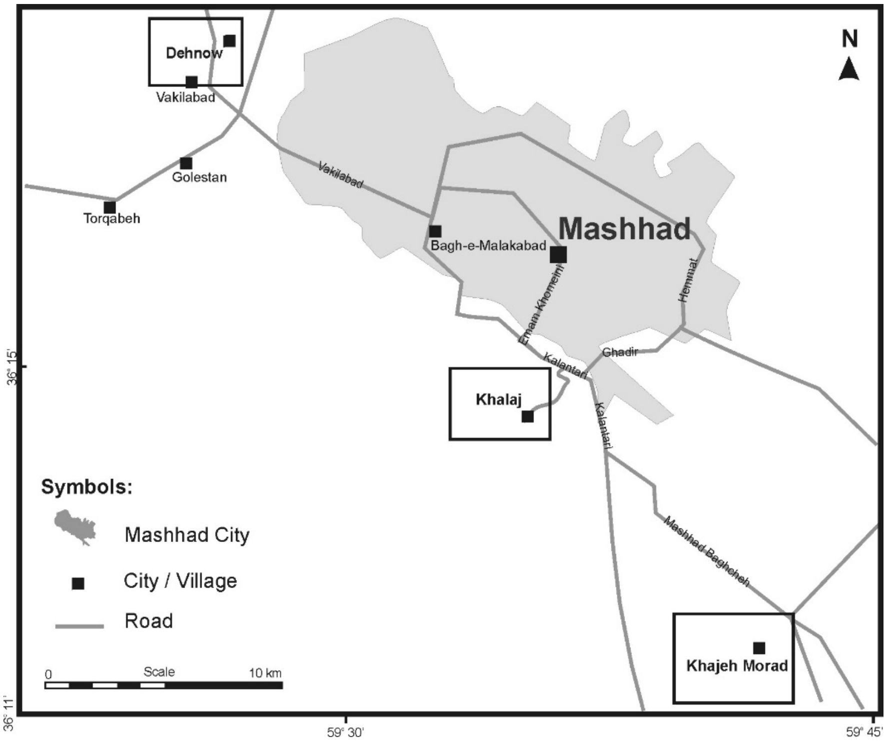
۱-۲- موقعیت مکانی و راه‌های دسترسی

ناحیه مورد مطالعه در شمال‌شرقی ایران و در شعاع ۱۰ کیلومتری جنوب شهر مشهد و در حد فاصل طول‌های جغرافیایی ´۱۹ °۵۹ تا ´۳۵ °۵۹ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ´۱۲ °۳۶ تا ´۲۳ °۳۶ شمالی قرار دارد. موقعیت جغرافیایی منطقه بر روی نقشه ایران در شکل ۱-۱ نشان داده شده است.

دسترسی به منطقه مطالعاتی از طریق جاده مشهد به خواجه‌مراد میسر است (شکل ۱-۲):



شکل ۱-۱- نقشه زمین‌شناسی ساختاری ایران (پس از نبوی، ۱۹۷۶)؛ موقعیت منطقه مورد مطالعه در جنوب مشهد.



شکل ۱-۲- راه‌های دسترسی به منطقه‌های مورد مطالعه در خواجه‌مراد، خلج و ده‌نو (اقتباس از نقشه راه‌های مشهد، گوگل ارث © ۲۰۱۳).

۱-۳- شرایط اقلیمی

ناحیه مورد مطالعه از نظر اقلیمی در منطقه‌ای کوهستانی قرار داشته و به دلیل قرار گرفتن در حاشیه ارتفاعات بینالود دارای زمستان‌های سرد و نسبتاً طولانی، همراه با بارش برف و هوای متعادل و ملایم در تابستان‌ها است. بر اساس اطلاعات به‌دست آمده از ایستگاه هواشناسی مشهد، میانگین بارندگی در سال ۱۳۹۲ در مشهد ۸۱/۴ میلی‌متر بوده است که نسبت به سال گذشته ۵۹ درصد کاهش و نسبت به دوره آماری بلندمدت ۴۷ درصد کاهش داشته است. میانگین دمای اسفندماه مشهد طی این مدت ۸ درجه سانتی‌گراد بوده که نسبت به مدت مشابه سال گذشته ۱/۸ درجه و نسبت به مدت مشابه دوره آماری ۰/۲ درجه سانتی‌گراد افزایش داشته است. میانگین رطوبت نسبی هوا ۴۹%، تعداد روزهای یخبندان و ساعات آفتابی به ترتیب ۵۷ روز و ۳۰۹۲/۹ ساعت در طی سال و مجموع تبخیر سالیانه حدود ۲۱۴۴/۴ میلی‌متر گزارش شده است. با توجه به وضعیت آب و هوایی منطقه بهترین زمان جهت مطالعات صحرایی از اوایل اردیبهشت تا اواخر آبان‌ماه است.

۱-۴- زمین ریخت‌شناسی

منطقه‌های مورد مطالعه با توجه به ویژگی‌های زمین‌شناسی و ساختار تکتونیکی، وضعیت عارضه‌نگاری متفاوتی دارند. عوامل مختلفی در ایجاد ریخت‌شناسی یک ناحیه نقش دارند که مهم‌ترین آن‌ها شامل ویژگی‌های سنگ‌شناسی، زمین‌ساخت و نیز نوع آب و هوای منطقه هستند. وجود واحدهای متنوع

زمین‌شناسی و در نتیجه تخریب و فرسایش متفاوت آن‌ها در شکل‌گیری عارضه‌ها به خوبی مشهود است. روند کوه‌ها در این مناطق از شمال‌غرب به سمت جنوب‌شرق بوده و کوه بینالود با ارتفاع ۳۲۱۱ متر را شامل می‌شوند. شیب عمومی منطقه و به‌تبع از آن، شیب اکثر آبراهه‌های اصلی به‌طور عمده از شمال‌غرب به سمت جنوب‌شرق بوده که تقریباً هم‌جهت با روند چین‌ها و گسله‌های اصلی منطقه، به‌ویژه راندگی‌ها است.

۱-۵- پیشینه مطالعات کلی محدوده مورد مطالعه

نخستین مطالعاتی که در پیرامون سنگ‌های آذرین، دگرگونی، رسوبی و نیز چینه‌شناسی مشهد صورت گرفته است را می‌توان در گزارش‌های هوتام - اشنایدر[1] (۱۸۸۴، ۱۸۸۶) و گریسباخ[2] (۱۸۸۶، ۱۸۸۷) مشاهده نمود. این مطالعات احتمالاً قدیمی‌ترین گزارش‌های زمین‌شناسی درباره ناحیه خراسان هستند که عمدتاً بر اساس پیمایش‌ها و توصیف‌های محدود منطقه استوار شده‌اند. مطالعات اخیر در قالب پژوهش‌ها، رساله‌ها و پایان‌نامه‌های تحصیلی انجام شده و شامل بررسی‌های سنگ‌نگاری، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی است که در مجموع سعی در تفسیر سنگ‌شناسی و منشأ این توده‌ها داشته و برخی مطالعات با تعیین سن ایزوتوپی سنگ‌ها همراه بوده است. در ادامه تحقیقات انجام شده در محدوده مشهد و برخی از مطالعاتی که در ارتباط با چینه‌شناسی، تکتونیک و سنگ‌شناسی صورت گرفته ذکر شده است:

- بونارد[3] (۱۹۴۴) مقاله‌ای با عنوان «مقدمه‌ای بر شناسایی شرق ایران (حوالی مشهد)» پیرامون چینه‌شناسی و زمین‌شناسی شمال‌شرق ایران در مجله «اکلوگا ژئولوژیکا هلوتیا[4]» منتشر نموده است.
- شارلو[5] (۱۹۶۳) «فیزیوگرافی و ساخت‌های تکتونیکی ناحیه مشهد» را مورد مطالعه قرار داده است.
- هولزر[6] و مؤمن‌زاده (۱۹۶۹) در گزارشی به بررسی سنگ‌نگاری تعدادی از نمونه‌های انتخابی گرانیت‌ها، سنگ‌های دگرگونی مشهد و توصیف عناصر اصلی زمین‌شناسی ناحیه پرداخته‌اند.
- علوی و مجیدی (۱۹۷۲) مشاهدات خود را با عنوان «سنگ‌نگاری و زمین‌شناسی سنگ‌های نفوذی و دگرگونی ناحیه مشهد» در سری گزارش‌های سازمان زمین‌شناسی ایران منتشر نموده‌اند.
- آلبرتی[7] و همکاران (۱۹۷۳) سن گرانیت‌های منطقه مشهد را به روش پتاسیم - آرگن بر روی بلورهای میکا در حدود ۳±۱۲۰، ۲/۷±۱۳۵، ۳±۱۴۵، ۳±۱۴۶ میلیون سال پیش (اواخر ژوراسیک - اوایل کرتاسه) به‌دست آورده‌اند.

---
[1] Houtum-Schnider
[2] Grisbach
[3] Bonnard
[4] Eclogae Geologicae Helvetiae
[5] Scharlu
[6] Holzer
[7] Alberti

- جارچووسکی[1] و همکاران (۱۹۷۳) در گزارش سازمان زمین‌شناسی ایران با عنوان «شناسایی کانی‌ها در ناحیه مشهد» به مطالعه تعدادی از کانی‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی، افیولیتی و گرانیتوییدی در ناحیه بینالود پرداخته‌اند.
- آلبرتی و معززلسکو[2] (۱۹۷۴) مقاله‌ای با عنوان «سنگ‌های نفوذی و دگرگونی ناحیه مشهد، خراسان، شمال‌شرق ایران» منتشر نموده‌اند و در آن سنگ‌نگاری سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه مشهد را مورد بحث قرار داده‌اند.
- داوودزاده و همکاران (۱۹۷۵) مقاله‌ای با عنوان «فاز کوه‌زایی ژوراسیک میانی در شمال‌شرق ایران (ارتفاعات بینالود)» در گزارش سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور منتشر نموده‌اند.
- مجیدی (۱۹۷۸) در رساله دکتری خود با عنوان «مطالعه پترواستراکچرال منطقه مشهد، دگرگونی‌ها، سرپانتینیت‌ها و گرانیتوییدهای هرسینین» علاوه بر سنگ‌نگاری سنگ‌های گرانیتی و دگرگونی و همچنین مطالعه ژئوشیمی اولترامافیک‌های بین لایه‌ای در اسلیت‌ها، به مطالعه فازهای کوه‌زایی منطقه و ارتباط آن‌ها با دگرگونی، گرانیتیزاسیون و تکوین بینالود پرداخته است. نامبرده با توجه به شواهد زمین‌شناسی و سن‌یابی، فازهای اولیه دگرگونی و گرانیت‌زایی را با کوه‌زایی هرسینین مرتبط دانسته که بعدها در تریاس میانی تحت تأثیر فاز سیمرین پیشین قرار گرفته است.
- پلیمر[3] و معززلسکو (۱۹۷۹) در مقاله‌ای با عنوان «کلریتویید استان خراسان، شمال‌شرق ایران» مطالعه سیستم تبلور شیمیایی کلریتویید شیست‌های مشهد را ارائه کرده‌اند.
- علوی (۱۹۷۹) در مقاله‌ای با عنوان «کمپلکس افیولیتی ویرانی و سنگ‌های پیرامون» به بررسی ویژگی‌های این مجموعه افیولیتی و زمان جایگیری آن توجه نموده است.
- مجیدی (۱۹۸۱a، b) با ارائه گزارش و مقاله‌ای با عنوان «جریانات گدازه‌ای اولترابازیک مشهد، شمال‌شرق ایران» به مطالعه جریان‌های گدازه‌ای مشهد می‌پردازد.
- لامرر[4] و همکاران (۱۹۸۳) در چهارچوب طرح ژئوتراورس[5] در ایران، مقاله‌ای با عنوان «تحول تکتونیکی کوه‌های بینالود» ارائه نمودند. در این تحقیق افیولیت‌های مشهد را حاصل بازشدگی بستر اقیانوس در دوونین دانسته و سن نفوذی‌های ناحیه را که با دگرگونی درجه پایین تا متوسط همراه بوده است، پرمین معرفی می‌نمایند.

---

[1] Jarchovski

[2] Moazez-Lesco

[3] Plimer

[4] Lammerer

[5] Geotraverse

• روتنر[1] (۱۹۸۳) در گزارشی در برنامه تحقیقاتی ایران و آلمان با عنوان «مطالعه پلیت‌تکتونیک، کانی‌شناسی و کوه‌زایی در شرق محدوده کپه‌داغ» در گزارشی پیرامون مطالعات مشترک ایران و آلمان به مطالعه این منطقه توجه نموده است.

• مجیدی (۱۹۸۳) در گزارش سازمان زمین‌شناسی ایران با عنوان «ژئوشیمی جریان‌های گدازه‌ای بازیک و اولترابازیک در شمال‌شرق ایران» مطالعه‌ای از افیولیت‌ها، سنگ‌های دگرگون‌شده و گرانیتی ناحیه ارائه نموده است.

• میرنژاد (۱۳۷۰) «پترولوژی و ژئوشیمی گرانیت‌ها و پگماتیت‌های منطقه مشهد» را در چهارچوب پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد مورد مطالعه قرار داده است. وی ترکیب توده‌های گرانیتوییدی را بر اساس طبقه‌بندی‌های کانی‌شناسی و شیمیایی تونالیت، گرانودیوریت و مونزوگرانیت معرفی نموده است که رگه‌هایی از آپلیت و پگماتیت توده نفوذی را قطع می‌نمایند.

• علوی (۱۹۹۱) در مقاله‌ای با عنوان «بقایای اقیانوسی پالئوتتیس در مشهد، شمال‌شرق ایران» مجموعه سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای مشهد را با عنوان بقایای پالئوتتیس در شمال ایران مورد مطالعه قرار داده است. وی سه توالی عمده سنگی تحت عنوان افیولیت‌ها، توالی رسوبی دگرگون شده و سنگ‌های آذرآواری را از یکدیگر تفکیک نموده و با توجه به ساختارهای موجود در منطقه به بررسی روابط آن‌ها پرداخته است.

• افتخارنژاد و بهروزی (۱۹۹۱) طی تحقیقی با عنوان «یافته‌های جدید از سنگ‌های افیولیتی و سنگ‌های پالئوزوییک پایانی در شمال‌خاوری خراسان (از جمله کپه‌داغ) و اهمیت ژئودینامیکی آن» دلایل مستندی بر وجود سنگ‌های کربنیفر و پرمین در این منطقه با توجه به سنگواره‌های شاخص، سنگ‌هایی با سن کربنیفرزیرین و همچنین مجموعه افیولیتی با سن پرمین در شمال خطواره فریمان - تربت‌جام ارائه نموده‌اند و معتقدند که مجموعه سنگ‌های پرمین با روند شمال‌شرقی - جنوب‌غربی گستره وسیعی از ناحیه مشهد تا مرز افغانستان را پوشانیده است.

• علوی (۱۹۹۲) با انتشار مقاله‌ای با عنوان «تکتونیک تراستی منطقه بینالود در شمال‌خاوری ایران» کوه‌های بینالود را یک نوار چین‌خورده و گسلیده معرفی می‌نماید. وی معتقد است که کل واحدهای سنگی موجود در منطقه توسط چندین گسل راندگی به سمت جنوب - جنوب‌غربی انتقال یافته‌اند. این تحقیق منشأ این گسله‌های راندگی را کوه‌زایی‌های سیمرین و آلپین عنوان نموده است.

• نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه مشهد توسط طاهری و قائمی (۱۳۷۳) تهیه شده است. این گزارش چهارگوش مشهد را شامل محدوده زمین‌ساختی کپه‌داغ، محدوده زمین‌درز[2] و محدوده بینالود معرفی نموده

---

[1] Ruttner

[1] Suture zone

و بیان می‌دارد که زمین‌ساخت حاکم بر منطقه نیز بازتاب نحوه ارتباط این محدوده‌ها با یکدیگر است.

• اسماعیلی و همکاران (۱۳۷۴) در مقاله‌ای تحت عنوان «پلی‌متامورفیسم در اطراف گرانیتوییدهای جنوب مشهد» به مطالعه دگرگونی‌های ناحیه‌ای و دگرگونی حاصل از تزریق توده‌های گرانیتوییدی منطقه مشهد پرداخته‌اند. نامبردگان سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای فشار متوسط - دما بالا در جنوب مشهد را به پنج پهنه کلریت، بیوتیت، گارنت، استارولیت و سیلیمانیت تقسیم نموده و معتقدند که همزمان با دگرریختی و رویداد دگرگونی ناحیه‌ای، توده نفوذی گرانودیوریتی - تونالیتی (gr_1) به داخل سنگ‌های منطقه تزریق شده و هاله دگرگونی مجاورتی نسبتاً باریکی را که خود شامل دو پهنه آندالوزیت و کردیریت است، بر روی پهنه‌های دگرگونی ناحیه‌ای ایجاد نموده است. طبق این مطالعه دگرگونی همبری در اطراف توده گرانیتوییدی (gr_2) از نوع قهقرایی بوده و صرفاً اثرات گرمابی بر جای گذاشته است.

• ولی‌زاده و کریم‌پور (۱۳۷۴) در مقاله‌ای با عنوان «منشأ و موقعیت تکتونیکی گرانیت‌های جنوب مشهد» گرانیت و گرانودیوریت‌های مشهد را بر اساس سن، ترکیب کانی‌شناسی و شیمیایی به سه گروه تقسیم نموده‌اند: ۱- گرانودیوریت و کوارتز مونزودیوریت‌های ده‌نو - وکیل‌آباد - کوهسنگی؛ ۲- فلدسپار گرانیت سنگ‌بست و ۳- بیوتیت مسکوویت گرانیت و آپلیت گرانیتی خلج - قشلاق. به عقیده نامبردگان بر اساس مطالعات سنگ‌شناسی، انواع این گرانیت‌ها از نوع S هستند. گرانودیوریت و فلدسپار گرانیت در مراحل اولیه تصادم قاره‌ای، درصورتی‌که بیوتیت مسکوویت گرانیت‌ها همزمان با تصادم قاره‌ای تشکیل شده‌اند.

• کریمی‌مقدم (۱۳۷۶) در پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد خود سنگ‌شناسی سنگ‌های مافیک و اولترامافیک جنوب، غرب تا شمال غرب مشهد را مورد مطالعه قرار داده است.

• امینی و کریمی‌مقدم (۱۳۷۶) در مقاله‌ای با عنوان «بررسی پترولوژیکی بقایای پالئوتتیس در جنوب، غرب تا شمال‌غرب مشهد» بیان نموده‌اند که کل منطقه و مجموعه افیولیتی، دگرگونی در حد رخساره آمفیبولیت را تحمل نموده است.

• عباسی (۱۳۷۷) در پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد خود با عنوان «مطالعه پترولوژیکی هاله دگرگونی مجاورتی توده‌های گرانیتوییدی جنوب و جنوب‌شرق مشهد» بیان نموده که سنگ‌های دگرگونی منطقه دارای ترکیب کانی‌شناسی متنوعی است که نشانه ترکیب متفاوت سنگ اولیه آن‌ها است. مجموعه کانی‌ها و روابط خمیره - پورفیروبلاست نشان می‌دهد که این سنگ‌ها علاوه بر دگرگونی‌های مجاورتی حاصل از تزریق توده‌های نفوذی، حداقل تحت تأثیر دو فاز دگرگونی ناحیه‌ای واقع شده‌اند.

• ابراهیمی (۱۳۷۷) در مقاله‌ای با عنوان «گرانیت مشهد و نگرشی بر پتانسیل اقتصادی آن» عنوان نمود که توده گرانیت - گرانودیوریت و کوارتزدیوریتی مشهد با امتداد جنوب‌شرق - شمال‌غرب در درون زون دگرگونی بینالود نفوذ نموده است. بر اساس ترکیب کانی‌شناسی این توده در نواحی شمال‌غرب (وکیل‌آباد و

کوهسنگی) به‌صورت گرانودیوریتی و کوارتزدیوریتی و در مناطق جنوب‌شرقی (خلج به‌طرف خواجه‌مراد تا سنگ‌بست) ترکیبی گرانیتی - آپلیتی دارد.

- ایرانمنش و ستنا[1] (۱۹۹۸) با ارائه مقاله‌ای در انجمن زمین‌شناسی هند با عنوان «پتروگرافی و ژئوشیمی گرانیت مزوزوییک مشهد، استان خراسان، شمال‌شرق ایران» به مطالعه عمومی گرانیت مشهد پرداخته‌اند.
- شهرابی (۱۳۷۸) مقاله‌ای با عنوان «ویژگی‌های ژئودینامیکی شمال خراسان با نگرشی ویژه بر کوه‌های بینالود و کپه‌داغ در چهارگوش مشهد» ارائه نموده است. وی قدیمی‌ترین سنگ‌های موجود در کوه‌های بینالود را کالک‌شیست‌ها و کالک‌فیلیت‌های موجود در یال جنوبی این رشته‌کوه معرفی و آن‌ها را هم ارز با لایه‌های شورم در ایران مرکزی بیان می‌کند. در این تحقیق سن گرانیت‌های مشهد با توجه به عدم وجود قلوه‌های آن در سنگ جوش سازند شمشک در آغنج و وفور آن در سنگ جوش سازند معادل دلیچای، ژوراسیک‌میانی عنوان شده است.
- امینی و کریمی‌مقدم (۱۳۷۸) در مقاله‌ای با عنوان «بحثی در ارتباط با دگرگونی و منطقه‌بندی‌های مربوط به اطراف مشهد» به مطالعه سنگ‌های دگرگونی مناطق جنوب تا شمال‌غرب مشهد پرداخته‌اند. به اعتقاد ایشان این سنگ‌ها پلی‌متامورفیک بوده و انواع دگرگونی‌های ناحیه‌ای، مجاورتی، دینامیکی و متاسوماتیسم را تحمل نموده‌اند.
- «ژئوشیمی و سن‌سنجی به روش آرگن - آرگن پالئوتتیس مشهد، شمال‌شرق ایران» عنوان مقاله‌ای است که از سوی قاضی و همکاران (۲۰۰۱) ارائه شده است. به عقیده ایشان بقایای پوسته اقیانوسی پالئوتتیس مشهد از سه مجموعه سنگی مجزا، شامل مجموعه افیولیتی مشهد - ویرانی، توربیدایت‌های عمیق دریا و توالی آذرآواری لایه‌ای تشکیل شده است. اگرچه چینه‌شناسی افیولیت‌ها در این ناحیه بسیار به هم‌ریخته و از هم گسیخته است، اما این مجموعه به‌جز آذرین تیغه‌های ورقه‌ای، همه واحدهای سنگی یک مجموعه افیولیتی را داراست. آنالیز سن‌سنجی پتاسیم - آرگن بر روی هورنبلندهای درون گابرو، سن‌های ۲۶۵ و ۲۷۳ میلیون سال پیش (پنسیلوانین‌بالایی - پرمین‌زیرین) را نشان می‌دهد.
- ولی‌پور (۱۳۸۱) در رساله دکتری خود «پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های مافیک و اولترامافیک مشهد» را مورد بحث قرار داده است.
- ولی‌پور و وثوقی (۱۳۸۱) در مقاله‌ای با عنوان «بررسی مسائل تکتونوماگمایی بازالت‌های مشهد» عنوان نموده‌اند که از بررسی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌ها چنین بر می‌آید که در بین نمونه‌های مورد بررسی همبستگی خاستگاهی قابل قبولی وجود دارد و تمام سنگ‌های مافیک منطقه از یک ماگمای هم نوع مشتق شده‌اند.
- امینی و کریمی‌مقدم (۱۳۸۱) در گزارشی با عنوان «دگرگونی کف اقیانوس افیولیت‌های مشهد» با بیان این

[1] Setna

که در مراحل اولیه تشکیل این افیولیت‌ها و در کف اقیانوس، بر اثر نفوذ آب به داخل شکستگی‌ها، سنگ‌های مافیک مجموعه افیولیتی دچار دگرگونی موسوم به دگرگونی کف اقیانوسی شده‌اند، به مطالعه رخساره‌های دگرگونی کف اقیانوسی این مجموعه پرداخته‌اند.

- دیدار (۱۳۸۲) در مقاله‌ای با عنوان «بررسی پترولوژیکی گرانیتوییدهای جنوب و جنوب‌غرب مشهد» به بررسی گرانیتوییدهای جنوب مشهد پرداخته است. وی گرانیت‌ها را به سه فاز زیر تقسیم نموده است: (۱) گرانیت‌ها وگرانودیوریت‌های gr_1؛ (۲) مونزوگرانیت‌های مسکوویت و بیوتیت‌دار و پگماتیت‌های gr_2 و (۳) مونزوگرانیت‌ها و پگماتیت‌های gr_3. بر طبق این تحقیق هر سه فاز گرانیت‌های gr_1 و gr_2 و gr_3 از نوع کالک‌آلکالن، پتاسیم بالا و پرآلومین هستند.
- معاف‌پوریان و نیمروزی (۱۳۸۴) در مقاله‌ای با عنوان «بررسی آثار دگرگونی وابسته به استقرار توده گرانیتی مشهد» به مطالعه آثار این دگرگونی از قبیل تبلور، تبلور مجدد، دگرشکلی پلاستیک و کِشسان و نیز کانه‌زایی پرداخته‌اند.
- کریم‌پور و همکاران (۲۰۰۶) مقاله‌ای با عنوان «ژئوشیمی عناصر اصلی، کمیاب و عناصر نادرخاکی گرانیتوییدهای مرتبط با برخورد پالئوتتیس مشهد، ایران» ارائه نموده‌اند. در این تحقیق به مطالعه باقیمانده‌های پالئوتتیس مشهد (افیولیت و فلیش‌های دگرگون‌شده) در سه رخداد ماگمایی مختلف (تریاس تا کرتاسه) پرداخته شده است که عبارت‌اند از: (۱) هورنبلند بیوتیت تونالیت و گرانودیوریت ده‌نو - کوهسنگی که از مواد مافیک سرچشمه گرفته‌اند؛ (۲) فلدسپار مونزوگرانیت سنگ‌بست که از اعماق پوسته سرچشمه گرفته و در آلایش با پوسته دچار آلودگی شده‌اند و (۳) بیوتیت مسکوویت لوکوگرانیت و پگماتیت‌های خواجه‌مراد که از مواد پوسته‌ای سرچشمه گرفته‌اند.
- ولی‌پور (۱۳۸۵) طی تحقیقی با عنوان «مقایسه تیپ افیولیت مشهد با تیپ هرزبورگیتی و تعیین موقعیت آن» در مقایسه نوع افیولیت مشهد با رده‌بندی نیکلاس (۱۹۸۹)، پیشنهاد نموده که مجموعه افیولیتی مشهد به تیپ هارزبورژیتی تعلق دارد.
- همام و قائمی (۱۳۸۷) در تحقیقی با عنوان «سازوکار تشکیل فیبرولیت در هاله دگرگونی گرانیت مشهد» به بررسی شواهد بافتی موجود در متاپلیت‌های هاله دگرگونی مشهد پرداختند. آنها تشکیل فیبرولیت‌ها را یک رویداد تأخیری مرتبط با آبگون‌های اسیدی مشتق شده از توده گرانیتی مشهد معرفی نمودند که جایگزین بیوتیت‌ها شده‌اند.
- کریم‌پور و همکاران (۱۳۸۸) در تحقیقی با عنوان «سن‌سنجی، ژئوشیمی رادیو ایزوتوپ‌ها و منشأ مونزوگرانیت پالئوتتیس سنگ‌بست مشهد، ایران» بیان نموده‌اند که بر اساس داده‌های ایزوتوپی و عناصر کمیاب ماگمای اولیه مونزوگرانیت از بخش تحتانی پوسته قاره‌ای یا از گوشته منشأ گرفته و در پوسته

قاره‌ای ضمن بالا آمدن آلودگی صورت پذیرفته است.

- همام و رحیمی (۱۳۸۹) در مقاله‌ای با عنوان «توالی مجموعه کانی‌شناختی هاله دگرگونی گرانیت مشهد» به مطالعه مجموعه‌های کانی‌شناختی در سنگ‌های متاپلیتی هاله دگرگونی گرانیت مشهد پرداخته‌اند. بر اساس این تحقیق، هاله دگرگونی منطقه فشار بین ۳/۵ تا ۴/۵ کیلوبار و بیشینه دمای حدود ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد را تحمل نموده‌اند.
- میرنژاد و همکاران (۲۰۱۳) در مقاله‌ای با عنوان «ژئوشیمی و پتروژنز گرانیت‌های مشهد؛ نگاهی به تاریخچه ژئودینامیکی پالئوتتیس در شمال‌شرق ایران»، با اشاره به انواع واحدهای گرانیتی مشهد، سن گرانیت‌های ده‌نو - وکیل‌آباد را ۴±۲۱۷ تا ۴±۲۱۵ میلیون سال پیش معرفی نموده‌اند و آن را به یک منشأ گوشته‌ای نسبت داده‌اند که در اثر ذوب ورقه فرورونده غنی‌شده است.

۱-۵-۱- پیشینه مطالعات منطقه خواجه‌مراد

- خلیلی (۱۹۷۷a) در مقاله‌ای با عنوان «کلمبیت در پگماتیت‌های مشهد، اولین رکورد در ایران» حضور مجموعه‌هایی از کلمبیت را در بخشی از پگماتیت‌های مورد مطالعه خواجه‌مراد گزارش کرده است.
- خلیلی (۱۹۷۷b) در مقاله دیگری با عنوان «مطالعات کانی‌شناسی و ژئوشیمی برخی پگماتیت‌های منطقه مشهد، شمال‌شرق ایران» وجود مقادیر بالای Be و Nb در این سنگ‌ها را به دلیل حضور کانی‌های بریل و کلمبیت می‌داند.
- ولی‌زاده و میرنژاد (۱۳۷۱) در مقاله‌ای با عنوان «بررسی ژئوشیمیایی پتاسیم و برخی از عناصر کمیاب در فلدسپارهای پتاسیک و مسکوویت‌های پگماتیت‌های جنوب مشهد» از مطالعه ژئوشیمیایی پگماتیت‌های جنوب مشهد چنین استنباط نموده‌اند که ترکیب شیمیایی پتاسیم فلدسپار در درک روابط پتروژنتیکی و تحول پگماتیت‌های ناحیه مورد مطالعه مفید است.
- کریم‌پور و همکاران (۱۳۹۰) در مقاله‌ای با عنوان «ژئوشیمی رادیوایزوتوپ‌ها Rb-Sr و Sm-N، سن‌سنجی زیرکن U-Pb و تعیین منشأ لوکوگرانیت‌های خواجه‌مراد، مشهد، ایران»، لوکوگرانیت خواجه‌مراد و آپلیت‌های منطقه را از نظر شیمیایی، فوق آلومینیم و گرانیت نوع S دانسته و ماگمای اولیه آنها را حاصل ذوب پوسته قاره‌ای در تریاس بالایی (۴/۱±۲۰۵/۹ میلیون سال پیش) می‌دانند.

۱-۵-۲- پیشینه مطالعات منطقه خلج

- داورپناه (۱۳۷۶) در پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد خود تحت عنوان «پترولوژی سنگ‌های دگرگونی منطقه خلج و توده نفوذی اطراف آن» عنوان نمود که در منطقه خلج دو مرحله دگرگونی ناحیه‌ای و یک مرحله دگرگونی مجاورتی حاصل از نفوذ توده گرانیتوییدی به‌وقوع پیوسته است.
- اعلمی‌نیا (۱۳۸۶) در پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد خود با عنوان «پترولوژی سنگ‌های دگرگونی خلج

(جنوب‌غرب مشهد) با نگرشی به کاربرد سیستم اطلاعات جغرافیایی[1] در بررسی پتانسیل معدنی آن»، با طبقه‌بندی سنگ‌های دگرگونی، تخمین دمای منطقه‌ای و تعیین حدود رخساره‌های دگرگونی، تشکیل کانی‌های دگرگونی را به دو مرحله دگرگونی ناحیه‌ای و یک مرحله دگرگونی مجاورتی نسبت داده است.

- اعلمی‌نیا و رضوی (۱۳۸۶) در تحقیقی با عنوان «تفکیک واحدهای سنگی گارنت شیست، استارولیت شیست و کلریتویید شیست منطقه خلج (جنوب‌غرب مشهد) به کمک تصاویر ماهواره‌ای» به مطالعه ناحیه جنوب‌غرب مشهد با استفاده از پردازش تصاویر ماهواره‌ای پرداخته‌اند.

۱-۵-۳- پیشینه مطالعات منطقه ده‌نو

- هاتفی و بهاری‌فر (۱۳۸۱) در گزارشی تحت عنوان «تغییرات ناگهانی پاراژنز در سیستم‌های کلریتوییددار یا استارولیت‌دار ناحیه ده‌نو (مشهد)» با عنوان این‌که شیست‌های دارای کلریتویید در ناحیه ده‌نو توسط لایه‌ای نازک از متاپلیت‌های دارای استارولیت و فاقد کلریتویید از هم جدا شده‌اند، نتیجه گرفته‌اند که این وضعیت نمی‌تواند ناشی از تغییرات شرایط فیزیکی (فشار و دما) بوده باشد.
- هاتفی (۱۳۸۲) در پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد خود با عنوان «مطالعه سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و توده‌های نفوذی منطقه ده‌نو (شمال‌غرب مشهد)» سنگ‌های دگرگونی این منطقه را متأثر از دو مرحله دگرگونی ناحیه‌ای و یک مرحله دگرگونی مجاورتی می‌داند.
- معین‌وزیری و همکاران (۱۳۸۴) در مقاله‌ای با عنوان «دگرشکلی و ارتباط آن با تبلور کانی‌های دگرگونی در منطقه ده‌نو (مشهد، خراسان)» عنوان نموده‌اند که در سنگ‌های دگرگونی منطقه ده‌نو حداقل سه فاز اصلی دگرشکلی دیده می‌شود که باعث تشکیل سه فابریک صفحه‌ای S، S_1 و S_2 شده‌اند.
- هاتفی و همکاران (۱۳۸۵) در تحقیقی با عنوان «ماهیت و نقش سیال‌های دگرگونی در تشکیل سنگ‌های دگرگونی ده‌نو (مشهد)» به بررسی شرایط تشکیل استارولیت و کلریتویید در شیست‌های استارولیت و کلریتوییددار منطقه و فازهای دگرشکلی این سنگ‌ها پرداخته‌اند.
- صمدی و همکاران (۱۳۸۷) در مقاله‌ای تحت عنوان «ترموبارومتری گارنت - بیوتیت و آمفیبول توده تونالیتی ده‌نو (شمال‌غرب مشهد)» با توجه به حضور کانی گارنت موجود در تونالیت‌ها و با استفاده از واسنجی‌های مختلف زمین‌دماسنجی، دمای تشکیل این گارنت‌ها را در حدود ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد به دست آورده‌اند و با کاربرد روش زمین‌فشارسنجی آلومینیم موجود در آمفیبول، فشار تشکیل آن‌ها را در حدود شش کیلوبار تعیین نموده‌اند.
- صمدی و همکاران (۱۳۸۷) با مطالعه «مینرال شیمی و پتروگرافی مجموعه تونالیتی ده‌نو (شمال‌غرب مشهد)» بیان نموده‌اند که هورنبلند بیوتیت تونالیت‌های ده‌نو قدیمی‌ترین سنگ‌های آذرین تزریق شده در

[1] GIS = Geological Information System

داخل دگرگونی‌ها و فلیش‌های منطقه هستند که بعد از اولین دگرگونی ناحیه‌ای و قبل از اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک جایگیری یافته‌اند.

• صمدی و همکاران (۱۳۸۷) در مقاله‌ای با عنوان «دماسنجی گارنت - بیوتیت و گارنت - مسکوویت مجموعه دگرگونی ده‌نو (شمال‌غرب مشهد)» بیان نمودند که ترسیم مقادیر دمای به‌دست آمده برای رخداد دگرگونی مجاورتی حاصل از نفوذ توده‌های تونالیتی در درون هورنفلس منطقه، بر روی نمودار رخساره‌های دگرگونی بیانگر درجات دگرگونی در حد پایین‌تر نسبت به شیست‌های منطقه است که نشان‌دهنده اثر فرعی تزریق توده گرانیتوییدی نسبت به دگرگونی ناحیه‌ای منطقه است.

• صمدی و همکاران (۱۳۸۸) در مقاله‌ای با عنوان «زمین دماسنج تیتانیم موجود در بیوتیت گارنت‌شیست‌های منطقه ده‌نو» عنوان نموده‌اند که بررسی شیمی کانی بیانگر میزان تیتانیم معادل ۰/۲۴ a.p.f.u. و ترکیب سیدروفیلیت برای بیوتیت‌ها است. نتایج زمین‌دماسنجی به‌وسیله روش تیتانیم موجود در بیوتیت نشان می‌دهد که دمای دگرگونی شیست‌های مورد مطالعه در حدود ۵۴۸ تا ۵۹۶ درجه سانتی‌گراد بوده است.

• صمدی و همکاران (۱۳۸۸) در مطالعه‌ای با عنوان «مطالعه پتروژنز توده تونالیتی ده‌نو» مجموعه نفوذی منطقه را تونالیت تا گرانودیوریت معرفی نموده‌اند که از یک ماگمای کالک آلکالن دارای پتاسیم متوسط تا بالا و پرآلومین منشأ گرفته است. شواهد سنگ‌نگاری و مطالعات ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که سنگ‌های نفوذی منطقه خصوصیات گرانیتوییدهای تیپ I را دارند.

• صمدی و همکاران (۱۳۸۸) در مقاله‌ای با عنوان «کاربرد ترکیب بیوتیت در مطالعه منشأ و شرایط ترمودینامیکی تونالیت‌های منطقه ده‌نو» بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری و نتایج آنالیز ریزپردازشی ترکیب بیوتیت موجود در این سنگ‌ها را آنیت - سیدروفیلیت عنوان نموده‌اند. بر اساس ترکیب بیوتیت‌ها ماگمای والد این سنگ‌ها پرآلومین تا کالک‌آلکالین بوده است. دمای حاصل از کاربرد روش تیتان موجود در بیوتیت‌ها بیانگر دمایی در حدود بیش از ۵۰۰ تا نزدیک به ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد در محدوده فشار چهار تا شش کیلوبار است.

• صمدی و همکاران (۱۳۸۸) در مقاله‌ای با عنوان «بررسی شرایط دمایی حاکم بر تشکیل شیست‌های منطقه ده‌نو (شمال‌غرب مشهد): کاربرد روش زمین‌دماسنجی گارنت - مسکوویت» دمای متوسط تشکیل مجموعه کانی‌های موجود در نمونه‌های گارنت شیست منطقه ده‌نو را در حدود ۴۵۹ تا ۵۲۶ درجه سانتی‌گراد معین نموده‌اند.

• صمدی (۱۳۸۸) در تحقیقی با عنوان «پتروگرافی و مینرال‌شیمی شیست‌های منطقه ده‌نو (شمال‌غرب مشهد)» بیان نمود که بر اساس نتایج آنالیز ریزپردازشی، گارنت‌ها از نوع آلماندین، فلدسپارها از نوع آلبیت

- ارتوز و بیوتیت‌ها از نوع سیدروفیلیت هستند. همچنین وجود کانی‌های آلومینوسیلیکاته سیلیمانیت (فیبرولیت) و آندالوزیت در کنار هم در این سنگ‌ها به‌خوبی حاکی از دمایی در حدود ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد در فشاری نزدیک به چهار کیلوبار برای این سنگ‌ها است.

• صمدی و همکاران (۱۳۸۹) در مقاله‌ای با عنوان «زمین فشارسنجی گارنت شیست‌های منطقه ده‌نو با استفاده از روش GBMAQ» به مطالعه گارنت شیست‌های منطقه ده‌نو پرداخته‌اند. در این مطالعه فشار به‌دست آمده از روش زمین‌فشارسنجی GBMAQ حاکی از مقادیر سه تا ۴/۵ کیلوبار است. صحت مقادیر به‌دست آمده توسط این روش با توجه به مطالعات سنگ‌نگاری و حضور توأم آندالوزیت و سیلیمانیت (فیبرولیت) در این سنگ‌ها مورد تأیید قرار گرفته است.

• صمدی و میرنژاد (۱۳۸۹) در تحقیقی با عنوان «شیمی و منشأ تورمالین موجود در هورنفلس ده‌نو (شمال‌غرب مشهد)» بر اساس آنالیز ریزپردازشی، ترکیب تورمالین‌های موجود در هورنفلس منطقه را از نوع تورمالین‌های آلکالی و با ترکیب شورلیت - دراویت بیان نموده‌اند.

• صمدی و همکاران (۱۳۹۱) در تحقیقی با عنوان «زمین دماسنجی و زمین فشارسنجی سنگ‌های دگرگونی منطقه ده‌نو (شمال‌غرب مشهد)» بیان نمودند که نتایج زمین دمافشارسنجی نشان می‌دهد که هورنفلس (۵۵۰ °C، ۴/۳ kbar) و گارنت کلریتویید شیست (۴۸۶-۴۹۷ °C) در شرایط تعادلی پایین‌تری نسبت به گارنت شیست (۵۶۹ °C، ۵/۳ kbar) تشکیل شده‌اند.

• صمدی و همکاران (۲۰۱۴) در مقاله‌ای با عنوان «فرورانش پالئوتتیس در بخش مرکزی سیستم کوه‌زایی آلپ- هیمالیا در تریاس: شواهدی از گرانیتوییدهای نوع I ده‌نو (شمال شرق ایران)» به بررسی گرانیتویید ده‌نو پرداخته و با مقایسه آن با سایر گرانیتوییدهای نوع I در امتداد سیستم فرورانش پالئوتتیس، تشکیل مذاب گرانیتوییدی نوع I در این محدوده جغرافیایی را به منطقه برخورد در امتداد محل فرورانش ورقه پالئوتتیس به زیر ورقه توران و ذوب پوسته زیرین نسبت داده‌اند.

۱-۶- مطالعه گارنت در مناطق مورد مطالعه

۱-۶-۱- مطالعه گارنت در منطقه خواجه‌مراد

• صمدی و همکاران (۲۰۱۴) در مقاله‌ای با عنوان «خاستگاه گارنت در آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد (جنوب‌شرقی مشهد، ایران): مطالعه‌ای بر اساس عناصر اصلی و فرعی و ایزوتوپ اکسیژن» با بررسی شواهد سنگ‌نگاری و شیمی گارنت (عناصر اصلی و کمیاب، ایزوتوپ اکسیژن) درون آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد، ضمن ارائه ویژگی‌ها و داده‌های ژئوشیمیایی جدید، خاستگاه گارنت این سنگ‌ها را بررسی کردند.

۱-۶-۲- مطالعه گارنت در منطقه خلج

- همام (۲۰۰۶) در تحقیقی با عنوان «منشأ و موقعیت آتول[1] گارنت در هورنبلند شیست‌های هاله پیرامون گرانیت مشهد، شمال‌شرق ایران» به مطالعه تشکیل آتول گارنت در هاله پیرامونی گرانیت مشهد با توجه به اطلاعات بافتی و شیمیایی موجود پرداخته است. شواهد حاصل از این بررسی‌ها مؤید این است که تشکیل آتول گارنت در هورنبلند شیست‌های منطقه دگرگونی مشهد به‌دلیل طبیعت تشکیل آتول‌ها طی فرآیندهای قهقرایی حاصل جایگزینی هسته یک بلور کامل و شکل‌دار گارنت به‌وسیله کلسیت و کلریت بوده است.
- صمدی و همکاران (۱۳۹۳) در مقاله‌ای با عنوان «سنگ‌شناسی و دمافشارسنجی میکاشیست‌های شمال‌غرب خلج، مجموعه دگرگونی کوه معجونی (جنوب مشهد)» به مطالعه واحدهای دگرگونی فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست و گارنت استارولیت میکاشیست خلج پرداخته‌اند. بر اساس این تحقیق و مطالعه آن‌ها در سیستم KFMASH، درجه دگرگونی در فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست، در حد رخساره آمفیبولیت میانی (~ ۵۶۰ و ۶۰۵ درجه سانتی‌گراد، در فشار ۳/۵ و ۵ کیلوبار) و در استارولیت گارنت میکاشیست در حد اوایل رخساره آمفیبولیت (~۴۸۹ و ۵۴۷ درجه سانتی‌گراد، در فشار ۳/۵ تا ۵ کیلوبار) بوده است.

۱-۶-۳- مطالعه گارنت در منطقه ده‌نو

- معزز لسکو و پلیمر (۱۹۷۸) در مقاله‌ای با عنوان «سنگ‌های نفوذی و پلی‌متامورفیک ناحیه درخت‌بید در مجاور مشهد» به مطالعه درشت بلورهای گارنت آلماندین در تونالیت‌های ناحیه درخت بید، منشأ آن‌ها و سنگ‌های نفوذی - دگرگونی منطقه پرداخته‌اند. طبق نظر ایشان با دور شدن از محل سطح هَمبَری، پورفیروبلاست‌های آلماندین موجود در هاله حرارتی، از نظر اندازه و فراوانی کاهش می‌یابند. به عقیده ایشان این گارنت‌ها تفاله‌هایی از هضم هورنفلس غنی از گارنت توسط تونالیت هستند.
- پلیمر و معزز لسکو (۱۹۸۰) در مقاله‌ای با عنوان «زینوکریست‌های گارنت در گرانیت مشهد، شمال‌شرق ایران» به مطالعه سنگ‌نگاری تونالیت ده‌نو و بلورهای گارنت موجود در آن پرداخته‌اند. بر اساس این مطالعه گارنت موجود در تونالیت‌ها به‌عنوان بیگانه بلورهایی معرفی شده است که بقایای هضم هورنفلس‌های غنی از گارنت طی نفوذ تونالیت‌ها هستند. طبق پیشنهاد ایشان، منشأ گارنت‌های فاقد منطقه‌بندی موجود در تونالیت‌ها، پورفیروبلاست‌های با منطقه‌بندی

---
[1] Atoll

عادی موجود در هورنفلس‌ها بوده است.

- پلیمر و معزز لسکو (۱۹۸۱) در مقاله‌ای گارنت‌های دارای منطقه‌بندی عادی - معکوس و گارنت‌های فاقد منطقه‌بندی در هاله پلی‌متامورفیک درخت‌بید را مورد مطالعه قرار داده‌اند. در این تحقیق، دگرگونی حرارتی و دگرگونی قهقرایی درجه پایین بعدی که پلیت‌های گارنت‌دار را تحت تأثیر قرار داده است، به‌عنوان عامل تشکیل الگوهای منطقه‌بندی معکوس در گارنت‌های زونینگ‌دار معرفی شده‌اند.
- صمدی و همکاران (۱۳۸۷) طی تحقیقی با عنوان «مطالعه شیمی مگاکریست‌های گارنت در توده اسکارنی ده‌نو (شمال‌غرب مشهد)» عنوان نموده‌اند که با توجه به چگونگی تغییر عناصر آلومینیم و آهن در مرکز و حاشیه بلور، گارنت‌های مورد مطالعه از لحاظ ترکیب کانی‌شناسی متعلق به سری اوگراندیت (گروسولار - آندرادیت) هستند.
- صمدی و همکاران (۱۳۸۷) در مقاله‌ای با عنوان «بررسی پتانسیل کانه‌زایی در توده اسکارن ده‌نو بر اساس ترکیب گارنت (شمال‌غرب مشهد)» طبق نتایج حاصل از آنالیز ریزپردازشی نشان دادند که محتوای Cr و Mn گارنت‌ها قابل اغماض است ولی با توجه به چگونگی تغییر عناصر Al و Fe در مرکز و حاشیه گارنت، گارنت‌ها از نوع گروسولار - آندرادیت هستند. گارنت‌های مورد مطالعه، نشان‌دهنده اسکارن کلسیک با پتانسیل کانه‌زایی طلا، قلع و سرب - روی هستند.
- صمدی (۱۳۸۷) در پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد خود با عنوان «بررسی منشأ مگاکریست‌های گارنت موجود در تونالیت ده‌نو (شمال‌غرب مشهد)» به مطالعه حضور کانی گارنت در گرانیتوییدهای منطقه ده‌نو پرداخته و تفکیک ساختار گارنت موجود در گرانیتوییدها به دو بخش هسته زینوکریستی و حاشیه فنوکریستی مردود دانسته شده است.
- صمدی و همکاران (۱۳۹۱) در تحقیقی با عنوان «کاربرد شیمی گارنت در مطالعات ترمودینامیکی تونالیت ده‌نو (شمال‌غرب مشهد)» با توجه به دمافشارسنجی آمفیبول‌ها، پلاژیوکلازها و همچنین شیمی گارنت‌ها که دارای میزان CaO در حدود ۴/۹۱-۵/۴۸ درصد وزنی و MnO در حدود ۱/۸۹-۲/۴۰ درصد وزنی هستند، عنوان نموده‌اند که این گارنت‌ها در دما و فشاری در حدود ۶۹۶ تا ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد و ۶/۴ تا ۱۲ کیلوبار و در عمق بیشتری نسبت به آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازها تبلور یافته‌اند.
- صمدی و همکاران (۱۳۹۱) در مقاله‌ای با عنوان «بررسی تأثیر انتشار عناصر Fe، Mn، Mg و Ca بر رشد گارنت (منطقه ده‌نو، شمال‌غرب مشهد، ایران)» به بررسی تأثیر پدیده انتشار در توزیع عناصر Fe، Mn، Mg و Ca در این نوع گارنت پرداخته است. طبق تحقیق ایشان بر اساس

داده‌های ژئوشیمیایی، به‌دلیل مقدار کم عنصر Ca در حاشیه گارنت، روند کاهشی آهن از مرکز تا حاشیه، سرعت‌های انتشار بسیار کم این عناصر و اندازه بزرگ گارنت‌ها نشان می‌دهد که گارنت‌های موجود در توده آذرین ده‌نو به‌طور شاخصی تحت تأثیر پدیده انتشار عناصر قرار نگرفته‌اند و تغییرات عناصر در آن‌ها تحت تأثیر تحولات ترکیب شیمیایی مذابی که از آن متبلور شده‌اند بوده است.

• صمدی و همکاران (۲۰۱۴b) در مقاله‌ای با عنوان «گارنت ماگمایی در توده تریاس (۲۱۵ میلیون سال پیش) ده‌نو در شمال شرق ایران و اهمیت پتروژنتیک آن» به بررسی شواهد سنگ‌نگاری و شیمی گارنت (عناصر اصلی و ایزوتوپ اکسیژن) و کانی‌های همراه آن در گرانیتویید ده‌نو پرداخته‌اند و منشأ این گارنت‌ها را از نوع آذرین (فنوکریستی) و حاصل تبلور از یک مذاب گرانیتوییدی نوع I معرفی کرده‌اند.

تحقیقات فوق زمینه مناسبی را برای مطالعات سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی نوین درباره سنگ‌های آذرین و دگرگونی ناحیه مشهد فراهم آورده است.

۱-۷- ضرورت پژوهش

گارنت‌ها از جمله مهم‌ترین گروه‌های کانی‌های ارتوسیلیکاتی هستند که در محدوده گسترده‌ای از محیط‌های زمین‌شناسی یافت می‌شوند. مطالعه کانی‌شناسی و شیمی گارنت در بررسی ماهیت تشکیل، خاستگاه گارنت و سنگ میزبان همواره مدنظر پژوهشگران بوده است. مطالعه دقیق و وسیعی بر روی ماهیت شیمیایی و خاستگاه بلورهای گارنت، شرایط دمایی و فشاری تشکیل آن و همچنین رابطه آن‌ها با میزبانشان به‌صورت گسترده در منطقه مشهد صورت نگرفته و نقاط مبهم و متناقضی در مطالعات پیشین به‌دلیل تجزیه و تحلیل‌های شیمیایی محدود صورت گرفته که موجب کاهش دقت و صحت تحقیقات شده است؛ لذا می‌توان گارنت را به‌عنوان یک کانی کلیدی در مطالعه ماهیت سنگ میزبان معرفی نمود که در تبیین عملکرد سیستم ماگمایی گسترده حاکم بر منطقه جنوب تا شمال‌غرب مشهد و بهبود نظریات و توصیف‌های موجود بسیار مفید و مؤثر واقع شده است. با توجه به اهمیت مباحث سنگ‌شناسی در هر منطقه که منجر به ظهور نتایج مهمی در خصوص نحوه شکل‌گیری و پیدایش کانی‌ها و سنگ‌های منطقه می‌شود، این مطالعات می‌تواند به‌عنوان پایه‌ای برای دیگر تحقیقات زمین‌شناسی مطرح باشد، لذا بررسی دیدگاه‌های متخصصین در زمینه شیمی و خاستگاه گارنت در سنگ‌های گرانیتوییدی و شیمی گارنت‌های دگرگونی و سپس تطبیق و مدل‌سازی داده‌های مشابه آن‌ها با داده‌های مربوط به سه محدوده مورد مطالعه، از جمله ویژگی‌های شاخص این پژوهش است که ضمن بررسی درستی یا

نادرستی دیدگاه‌های پیشین و ارائه اطلاعات نوین، در نهایت به ارائه یک پیشنهاد و نظریه جامع در این زمینه منجر شده است. نتایج تحقیقات پژوهشگران در سایر نقاط جهان بر روی مطالعه کانی گارنت در جدول ۱-۱ گردآوری شده است.

جدول ۱-۱- مثال‌هایی از مطالعات صورت گرفته بر روی گارنت و خاستگاه آن در نقاط مختلف جهان.

Author	Rock type	Garnet type	Rim	Core	CaO (wt%)	MnO (wt%)	Origin
Green and Ringwood (1968)	Rhyodacite and granodiorite	Alm-rich	Alm-Sps	Prp	0.69	1.9	I
Brousse et al. (1972)	Andesite (Samples A and B)	Alm-rich	Alm-Sps-Grs	Prp	2.24	10.05	I
Brousse et al. (1972)	Rhyolite (Sample C)	Alm-rich	Alm-Prp	Sps - Grs	2.24	10.05	I
Fitton (1972)	Andesite and dacite	Alm-rich	Prp	Alm	1.26	2.16	I
Vennum and Meyer (1979)	Diorite - Granodiorite	Alm-rich	Alm-Sps	Prp-Grs	1.00>	13.00<	I
Miller and Stoddard (1981)	Granite, aplite and pegmatite	Sps-rich	Alm	Sps	0.46	0.68	I
Plank (1987)	Granite	Prp (Alm)-rich	Alm	Prp	1.33>	2.00>	I
Hamer and Moyes (1982)	Andesite ~ rhyolite (S-type)	Alm-rich	Alm-Prp	Grs	3.50	1.80	I
du Bray (1988)	Granitoid	Alm (Sps)-rich	Sps	Alm	0.15	1.1	I
Dobbe (1992)	Granite	Sps -rich	Alm-Prp	Sps	n.a.	n.a.	I
Jung et al. (2001)	Granite	Alm-rich	Sps-Grs	Prp	2.17>	7.99>	I
Harangi et al. (2001)	Rhyodacite (type 1A)	Alm-rich	Grs	Prp	4.5-5.4	1.7-2.3	I
Harangi et al. (2001)	Dacite (type 1B)	Alm-rich	Prp-Grs	Alm-Sps	4.9-8.1	0.8-3.0	I
Harangi et al. (2001)	Andesite (type 2)	Alm-rich	Prp	Grs-Sps	4.6-6.0	1.8-3.0	I
Harangi et al. (2001)	Andesite, dacite (type 3composite - core)	Alm-rich	n.a.	n.a.	0.8-1.6	0.7-7.1	M
Harangi et al. (2001)	Andesite, dacite (type 3composite - rim)	Alm-rich	n.a.	n.a.	4.2-8.1	0.8-2.7	I
Harangi et al. (2001)	Xenolith in Andesite (type 4)	Alm-rich	Prp-Grs	Alm-Sps	0.8-2.7	3.3-10.9	M
Aydar and Gourgaud (2002)	Basalt	Alm (Prp)-rich	n.a.	n.a.	5.97	1.00>	I
Kawabata and Takafuji (2005) (I)	Dacite	Alm-rich	Prp-Grs	Alm-Sps	1.16-2.99	5.06-6.48	I
Kawabata and Takafuji (2005) (M)	Dacite	Alm-rich	Prp	Sps	0.24-6.31	1.30-7.23	M
Rene and Stelling (2007)	Granite (Garnet group I)	Alm-rich	Sps-Grs	Prp	0.79>	5.56>	I
Dahlquist et al. (2007)	Granite	Alm (Sps)-rich	Sps	Prp-Alm	2.00>	28.00>	I
Patranabis-deb et al. (2009)	Rhyolitic tuff	Alm-rich	Unzoned	Unzoned	0.07-2.64	0.06-0.80	I
Yuan et al. (2008)	Tonalitic porphyry	Alm-rich	Prp-Sps	Alm	5.27	11.41	I
Mirnejad et al. (2008)	Rhyolite	Alm-rich	n.z.	n.z.	3.05	5.66	I
Harris and Vogeli (2010)	Granite	Alm-rich	Alm	Prp	n.a.	n.a.	I
Zhang et al. (2012)	Granite	Sps (Alm)-rich	Sps	Grs	1.09-5.84	24.21-27.44	I
Bach et al. (2012)	Andesite (Sample 1A)	Alm (Prp)-rich	Prp	Alm-Grs	7.98-6.75	0.68-0.75	I
Bach et al. (2012)	Andesite (Sample 1B)	Prp (Alm)-rich	Prp	Grs	7.89-9.22	0.85-0.86	I
Bach et al. (2012)	Andesite (Sample 1C)	Alm (Prp)-rich	Grs-Prp	Alm	8.20-9.36	1.03-1.70	I
Bach et al. (2012)	Andesite (Sample 1D)	Alm-rich	Alm	Prp	1.6-9	0.84-1.51	I
Samadi et al. (2014b)	Granitoid	Alm (Grs>Prp)-rich	Prp	Alm-Grs	4.7-7.1	1.6-4.3	I

"I" stands for magmatic garnet phenocrysts and "M" for metamorphic garnet xenocrysts (n.a.: not available; n.z.: not zoned).

۱-۸- روش انجام پژوهش

در این پژوهش سعی شد ویژگی‌های مختلفی از کانی گارنت درون توده‌های گرانیتوییدی، آپلیت - پگماتیت‌ها و سنگ‌های دگرگونی جنوب تا شمال‌غرب مشهد مورد مطالعه قرار گیرد و ضمن پوشش نقاط ضعف مطالعات قبلی و استفاده از داده‌های نوین، اطلاعات جامعی از حضور این کانی گردآوری شود.

به‌منظور تحقق اهداف فوق، مراحل و روش‌های زیر در نظر گرفته شد:

- مطالعات کتابخانه‌ای: انجام مطالعات مقدماتی از طریق گردآوری نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰، مطالعه رساله‌ها و پایان‌نامه‌ها، مقالات و گزارش‌های منتشر شده که مرتبط با موضوع تحقیق هستند و بررسی نقاط ضعف و کاستی‌های مطالعات قبلی و تلاش به‌منظور رفع آن‌ها در مطالعه حاضر؛
- مطالعات صحرایی: در تحقیق حاضر با انجام پیمایش‌های متعدد و سامانمند با توجه به ماهیت توده آذرین و مجموعه دگرگونی، تعداد ۱۰۰ نمونه سنگی از واحدهای مختلف توده و سنگ‌های در برگیرنده آن با توجه خاص به نمونه‌های دارای گارنت طبق اهداف تحقیق برداشت شد؛
- کارهای آزمایشگاهی: از نمونه‌های برداشت شده تعداد ۱۰۰ عدد تیغه نازک و ۵۰ عدد تیغه نازک - صیقلی تهیه و با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان، مطالعات سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی بر روی آن‌ها به‌دقت انجام شد. بر اساس نتایج مطالعات میکروسکوپی و تلفیق آن با داده‌های صحرایی، تعداد بیش از ۲۰۰۰ آنالیز نقطه‌ای برای شیمی گارنت و کانی‌های همراه و ۴۳ نمونه برای سنگ کل آنالیز شدند. برای پی بردن به ترکیب شیمیایی، کانی‌های مورد نظر علامت‌گذاری شده و برای آنالیز ریزپردازشی به آزمایشگاه‌های مربوطه ارسال شدند. علاوه بر این، کوارتز و گارنت و سنگ کل تعدادی از نمونه‌ها از نظر ترکیب ایزوتوپ پایدار اکسیژن مورد بررسی قرار گرفت. از روش XRF و ICP-MS برای مطالعه ترکیب سنگ کل نمونه‌ها استفاده شد. همچنین نمونه‌هایی از گارنت برای بررسی عناصر کمیاب و نادر خاکی با روش LA-ICP-MS انتخاب شدند. در بخش ۱-۹ (مطالعات ژئوشیمیایی) به تفصیل به بیان روش‌های مورد استفاده پرداخته شده است؛
- تعبیر و تفسیر داده‌ها: با توجه به نتایج مطالعات کتابخانه‌ای و آزمایشگاهی و با عنایت به تحقیقات قبلی صورت گرفته، کار تعبیر و تفسیر نمونه‌های کانی و سنگ کل انجام پذیرفت. علاوه بر مطالعات سنگ‌نگاری و تعیین نوع سنگ و کانی‌ها، بافت و ساخت موجود در کانی‌ها و سنگ‌ها، نتایج و داده‌های ژئوشیمیایی توسط روش‌های خاص خود مورد تحلیل و پردازش قرار گرفتند. فرمول ساختمانی کانی‌ها با توجه به نتایج آنالیزهای ریزپردازشی و بر اساس تعداد اکسیژن‌های موجود در فرمول ایده‌آل کانی‌های مورد نظر با استفاده از نرم‌افزارهای تخصصی موجود محاسبه و از نمودارهای مختلف سنگ‌شناسی بهره گرفته شد. برای این منظور بر اساس نیاز، از نرم‌افزارهای Microsoft Excel © 2013، Minpet، Igpet، NewPet، Petrograph v. 2.00β © 2011 و GCDkit v. 3.00β © 2007 استفاده شد و نتایج و نمودارهای حاصل مورد

تحلیل قرار گرفتند. در ترسیم نقشه‌ها و برخی نمودارها از نرم‌افزارهای گرافیکی مانند Photoshop و Corel Draw استفاده شد. شایان ذکر است که مخفف نام کانی‌ها در متن رساله، جدول‌ها و شکل‌ها برگرفته از ویتنی و ایوانز[1] (۲۰۱۰) است (پیوست ۱)؛

- جمع‌بندی و نتیجه‌گیری: در پایان با جمع‌بندی تمامی داده‌ها به نتیجه‌گیری نهایی در رساله تحصیلی پرداخته شد.

۱-۹- مطالعات ژئوشیمیایی

۱-۹-۱- مطالعات ژئوشیمیایی کانی‌ها

۱-۹-۱-۱- آنالیز EPMA

بیش از ۲۰ مقطع نازک صیقلی به‌وسیله دستگاه ریزپردازنده JEOL (مدل (WDS) JXA-8800)، با اختلاف پتانسیل الکتریکی ۱۵kV و جریان ۱۵nA، در مؤسسه مطالعه تحولات کره زمین، بخش علوم و فناوری زمین - دریا (JAMSTEC[2]) در کشور ژاپن آنالیز شد. در این مطالعات درصد وزنی اکسیدهای اصلی در افزون بر ۲۰۰۰ تجزیه نقطه‌ای از کانی‌های گوناگون موجود در نمونه‌ها به‌دست آمد که شامل تنوع کانی‌شناسی سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه دهنو و نیز گارنت موجود در سنگ‌های آذرین منطقه خواجه‌مراد و سنگ‌های دگرگونی منطقه خلج بود. مقادیر حد آشکارسازی عناصر (بر اساس درصد وزنی) در این روش در جدول ۱-۲ آورده شده‌اند. سایر کانی‌های موجود در مقاطع نازک صیقلی (۱۵ مقطع نازک) نمونه‌های خواجه‌مراد و خلج در دانشگاه کیپ‌تاون (آفریقای جنوبی) با استفاده از ریزپردازنده مدل JEOL Superprobe با اختلاف پتانسیل الکتریکی ۱۵kV و ۱۵nA آنالیز شدند. داده‌ها بر اساس استاندارد عامل اعداد اتمی[3] (ZAF) و ترکیب کانی‌های طبیعی و مصنوعی تصحیح شدند.

فرمول ساختمانی کانی‌ها با توجه به نتایج آنالیزهای ریزپردازشی و بر اساس تعداد اکسیژن‌های موجود در فرمول ایده‌آل کانی‌های مورد نظر با استفاده از نرم‌افزارهای تخصصی موجود مانند Microsoft © 2013 Excel و Minpet محاسبه شد. فرمول شیمیایی کانی‌های گارنت، میکا، فلدسپار، ایلمنیت و اپیدوت به‌ترتیب بر اساس ۱۲، ۲۲، ۸، ۱۲ و ۱۲/۵ اتم اکسیژن محاسبه شد. روش محاسبه مقدار آهن فریک در کانی‌ها در پیوست ۲ آورده شده است.

مقدار آهن فریک (Fe^{3+}) در گارنت بر اساس روش استوکیومتری دروپ[4] (۱۹۸۷) و تعداد کاتیون‌های

---

[1] Whitney and Evans

[2] Japanese Agency for Marine-Earth Science and Technology

[3] Atomic (Z) number Factors

[4] Droop

برابر با هشت محاسبه شد. فرمول ساختاری آمفیبول بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن و مجموع کاتیون‌ها به‌صورت 13-CNK و موازنه بار محاسبه شدند.

جدول ۱-۲- مقادیر حد آشکارسازی عناصر (بر اساس درصد وزنی اکسیدها) در روش EPMA.

Element oxides	D.L. (wt%)
SiO_2	0.01
TiO_2	0.02
Al_2O_3	0.01
Cr_2O_3	0.02
FeO	0.02
MnO	0.02
MgO	0.01
CaO	0.02
Na_2O	0.01
K_2O	0.01
NiO	0.02

۱-۹-۱-۲- آنالیز فرساینده لیزری - طیف‌سنجی جرمی - گسیل پلاسمای جفتیده القایی[1]

برای اندازه‌گیری عناصر نادر خاکی و کمیاب درون گارنت و مسکوویت خواجه‌مراد در دانشگاه تگزاس در آستین[2] آمریکا توسط دستگاه New Wave UP193-fx (193 nm, 4-6 ns pulse width) excimer laser به‌همراه طیف‌سنج جرمی ICP مدل Agilent 7500ce آنالیز شدند. در این روش قطر نقطه آنالیز در حدود ۱۰۰ µm بوده است. پارامترهای مورد استفاده در این آزمایشگاه به‌صورت جدول ۱-۳ آورده شده‌اند.

جدول ۱-۳- تنظیمات مورد استفاده برای دستگاه LA-ICP-MS.

Laser Parameters (Spots):	
Gas blank	45s
Dwell time	60s
Laser power	60% (Avg fluence: ~7.66 J/cm^2), laser output variation was < 3.3%
Repetition rate	10Hz
He cell flow	250mL/min
Ar carrier gas flow	1.27L/min
Spot diameter	100µm
ThO/Th (oxide production)	< 0.245%
ICP-MS Parameters:	
RF power	1600W
Cones	Ni
Sampling depth	8mm
Extract 1	2.9V
Extract 2	-140V

[1] Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS)

[2] Texas university at Austin

۱-۹-۲- مطالعات ژئوشیمیایی ترکیب سنگ کل

۱-۹-۲-۱- آنالیز XRF

تعداد ۱۹ نمونه سنگ کل به روش فلوئورسنس اسپکترومتریِ پرتوایکس (XRF) آنالیز شده‌اند. بخشی از این نمونه‌ها در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی ایران، با استفاده از دستگاه طیف‌سنج مدل Philips PW 1480 و یک لوله تولید کننده اشعه ایکس و آند از جنس Rh، با استفاده از قرص پودر سنگ آنالیز شدند. بخش دیگری از نمونه‌ها (شامل DH-2011-1، DH-2011-2، DH-2011-3 و DH-2011-4) در آزمایشگاه‌های فعال‌سازی آکت‌لب کانادا[1] آنالیز شدند. در این روش آنالیزی مقدار درصد وزنی اکسیدهای SiO_2، TiO_2، Al_2O_3، MnO، MgO، CaO، K_2O، Na_2O و P_2O_5 و عناصر کمیاب به‌دست آمد. مقدار آهن کل به‌صورت Fe_2O_3 بیان شده است. مقدار LOI[2] به‌صورت افت وزن تا حرارت ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد به‌دست آمده است. مقادیر حد آشکارسازی عناصر اصلی (بر اساس درصد وزنی) در این روش برای همه عناصر برابر ۰/۰۱ درصد وزنی است (به‌جز برای اکسید منگنز که ۰/۰۰۱ است). عناصر کمیاب نیز با دقت ۰/۱ جز در میلیون (ppm) آنالیز شده‌اند. داده‌های آنالیزی حاصل با نمونه استاندارد GSP-2 که توسط USGS ارائه شده ارزیابی و مقایسه شدند.

۱-۹-۲-۲- آنالیز ICP-MS

تعداد ۱۴ عدد از نمونه‌های سنگ کل با استفاده از روش ICP-MS برای آنالیز به آزمایشگاه آکت‌لب کانادا ارسال شدند. به‌منظور فرآیند گداخت نمونه‌های سنگ کل با لیتیم ترابورات و لیتیم متابورات در یک بوته گرافیتی مخلوط شده و سپس به‌وسیله Perkin Elmer Sciex ELAN 6000, 6100 یا 9000 ICP/MS آنالیز شدند. برای کنترل کیفیت آزمایش سه نمونه کنترلی قبل و دو نمونه بعد از آنالیز نمونه‌های ارسالی آنالیز شدند. مقایسه داده‌های حاصل با استانداردهای BIR-1a، W-2 و J-1 نشان‌دهنده دقتی بیش از پنج درصد برای عناصر کمیاب و دقت بیشتر از یک درصد برای عناصر اصلی است (البته به‌جز اکسید سدیم و منیزیم که دارای دقت بهتر از سه درصد هستند).

۱-۹-۳- ایزوتوپی

۱-۹-۳-۱- آنالیز ایزوتوپ پایدار اکسیژن

---

1 Activation Laboratories

2 Loss on Ignition

تعـداد ۲۵ عـدد نمونـه بـرای آنـالیز ایزوتـوپ پایـدار اکسـیژن بـه دانشـگاه کیپ‌تـاون[1] ارسـال شـد. ابتـدا نمونـه‌ها به‌وسـیله یـک ابـزار خردکننـده اسـتیل مقـاوم پـودر شـده و در آب و اتـانول تمیـز و غربـال شده‌اند. سپس با کمـک انبرک‌هـای ظریـف، دانـه‌های کوچـک گارنـت، کـوارتز و بیوتیـت بـا دقـت جـدا شدند. برای بررسـی ترکیـب ایزوتـوپی سـنگ کـل نیـز از روش هـریس و اشـوال[2] (۲۰۰۲) اسـتفاده شـد. حدود ۱۰ میلی‌گـرم از نمونـه بـا ClF_3 ترکیـب شـد و O_2 آزاد شـد کـه طـی واکـنش بـا یـک میلـه کـربن پلاتینـی شـده داغ بـه CO_2 تبـدیل شـد. دانـه‌های کـوارتز و گارنـت به‌وسـیله روش Laser Fluorination آنـالیز شـدند کـه توسـط هـریس و وگلـی[3] (۲۰۱۰) بـه‌طور کامـل بیـان شـده اسـت. هـر نمونـه را بـا BrF_5 ترکیـب کـرده و O_2 تصـفیه شـده را بـه یـک ظـرف شیشـه‌ای بـا الـک مولکـولی 5Å انتقـال دادنـد. همـه نسـبت‌های ایزوتـوپی بـا کمـک یـک طیف‌سـنج جرمـی مـدل Finnigan Delta XP انـدازه‌گیری شـدند. از داده‌هـای اسـتاندارد MQ بـرای کـوارتز و از داده‌هـای اسـتاندارد MON GT برای گارنـت اسـتفاده شـد و بـر ایـن اسـاس، دقـت آنـالیز (2σ) برابـر ۰/۱۶‰ بـرای داده‌هـای معمـول و ۰/۱۹‰ برای داده‌های لیزر است.

---

[1] Cape Town

[2] Harris and Ashwal

[3] Harris and Vogeli

فصل دوم

زمین‌شناسی و مطالعات صحرایی

۲-۱- پیشگفتار

ایران در تقسیم‌بندی‌های زمین‌شناسی در بخش مرکزی سیستم کوه‌زایی آلپی- هیمالیا قـرار دارد کـه بـر اثـر برخورد بین ورقه اوراسیا در شمال و ورقه آفریقا - عربـی در جنـوب غربـی تشـکیل شـده اسـت (بینـا[1] و همکاران، ۱۹۸۶). کمربند تکتونیکی آلپ - هیمالیا شامل یک رشته مناطق درزشدگی[2] از مدیترانه شـرقی تـا جنوب‌غربی کمربند هیمالیا است (شکل ۲-۱). رشته کوه‌های بینالود در امتداد زون درز شدگی شـمال ایـران و در بخش شرقی زون کپه‌داغ (ورقه توران) قرار دارند و مانند یک زون انتقالی بـین البـرز و ایـران مرکـزی هستند (شکل ۲-۱). گرانیت‌های مشهد در شمال‌شرق ایران، بخشی از قوس جـاده ابریشـم بـه طـول ۸۳۰۰ کیلومتر در مرز جنوبی اوراسیا از شمال چین تا اروپا هستند که طی فرورانش پالئوتتیس شکل گرفتـه اسـت (میرنژاد و همکاران، ۲۰۱۳).

تحقیقات سال‌های اخیر نیز بیانگر بسته شدن پـالئوتتیس در تریـاس بـالایی اسـت (اشـتامفلی[3]، ۲۰۰۰؛

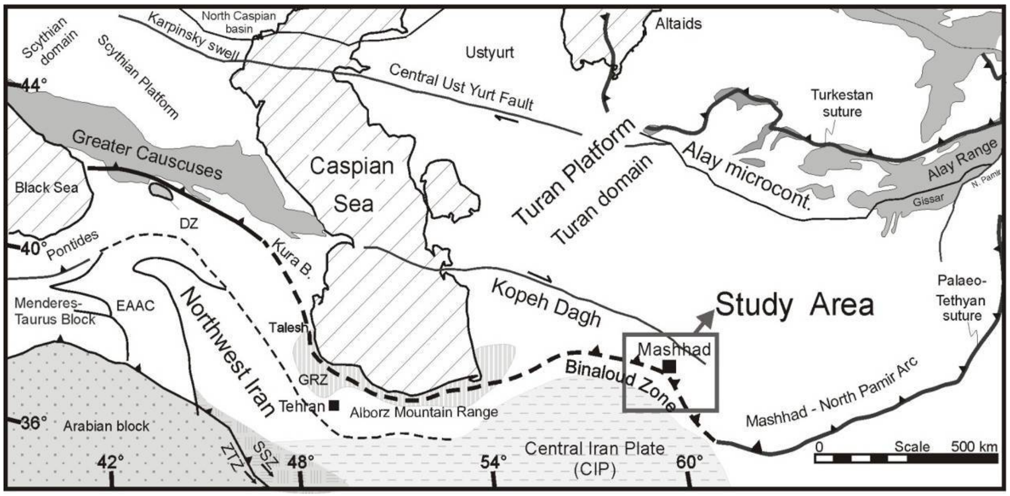
---

[1] Bina

[2] Suture zone

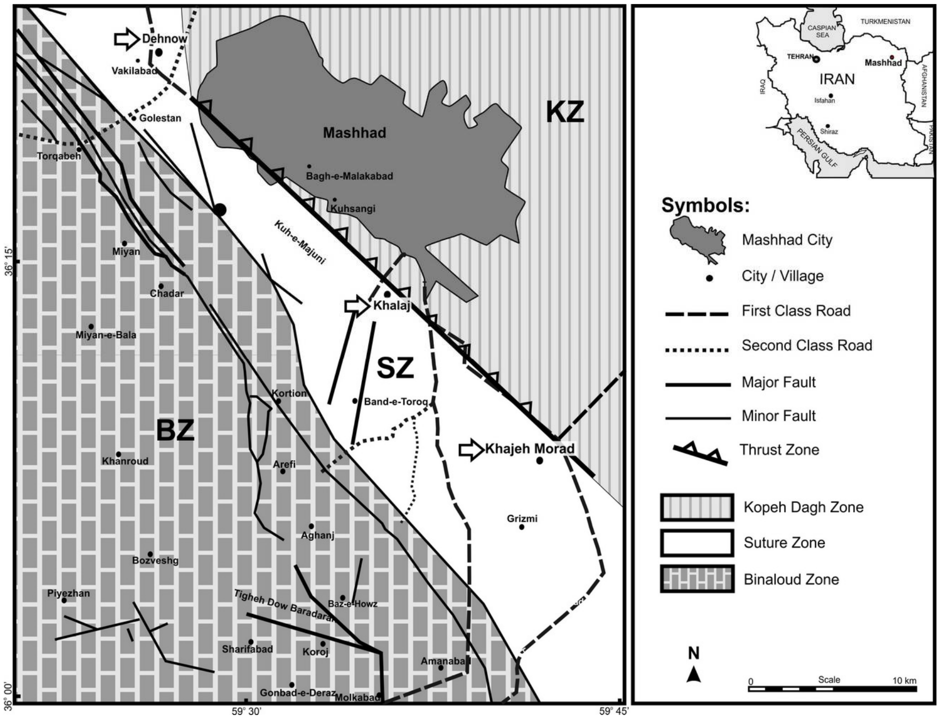
[3] Stampfli

اشتامفلی و بورل، ۲۰۰۴؛ اشتامفلی و کوزور[1]، ۲۰۰۷؛ باقری و اشتامفلی، ۲۰۰۸؛ هورتون و همکاران، ۲۰۰۸؛ فورسیچ[2] و همکاران، ۲۰۰۹؛ زانچی[3] و همکاران، ۲۰۰۹). به‌موازات بسته شدن پالئوتتیس اقیانوس نئوتتیس بین ایران و ورقه عربی به‌وجود آمده است (بربریان و کینگ[4]، ۱۹۸۱). سپس ریفتینگ در اطراف ایران مرکزی و شرق ایران در طی تریاس بالایی (سبزه‌ای، ۱۹۷۴؛ ونسینک و وارکمپ[5]، ۱۹۸۰) و ژوراسیک (هاینز و رینولدز[6]، ۱۹۸۰) صورت گرفته و با حرکت ورقه عربی به‌سوی آسیا در کرتاسه، افیولیت‌ها و آمیزه‌های افیولیتی در حاشیه شمالی آن جایگزین شده‌اند (ریکو[7] و همکاران، ۱۹۷۷). در حقیقت، جهت قطب‌های پالئومغناطیسی ایران و غرب گندوآنا در اواخر اردوویسین - اوایل کربونیفر با هم یکسان است و این پدیده نشان‌دهنده این است که در آن زمان ایران بخشی از گندوآنا بوده است؛ اما داده‌های مربوط به اواخر پرمین - اوایل تریاس نیز نشان می‌دهد که ایران در نزدیکی عرض‌های جغرافیایی قدیمی استوا قرار داشته و از مرز گندوآنا (در نیم‌کره جنوبی) جدا شده است. از اوایل تریاس ایران در نیم‌کره شمالی و نزدیک به مرز اوراسیا قرار داشته است. این حرکات و جابه‌جایی رو به شمال ایران باعث بسته شدن پالئوتتیس در حدود ۳۵ میلیون سال پیش و با سرعت هفت تا هشت سانتی‌متر در سال شده است (موتونی[8] و همکاران، ۲۰۰۹).



[1] Kozur
[2] Fursich
[3] Zanchi
[4] Berberian and King
[5] Wensink and Varekamp
[6] Haynes and Reynolds
[7] Ricou
[8] Muttoni

شکل ۲-۱- نقشه تکتونیکی و کوه‌زایی ساده شده از دریای سیاه تا ایران و پامیر (اقتباس از ناتالین و سنگور[1]، ۲۰۰۵، با تغییرات)؛ (DZ: توده EAAC: مجموعه بر افزایشی شرق آناتولی (اواخر کرتاسه تا اوایل الیگوسن)؛ SSZ: زون دگرگونی سنندج سیرجان؛ ZTZ: زون تراست زاگرس؛ GRZ: زون گرگان - رشت؛ CIP: ورقه ایران مرکزی).



شکل ۲-۲- زون‌های ساختاری کپه‌داغ، مفصلی و بینالود و موقعیت محدوده‌های مطالعاتی خواجه‌مراد، خلج و ده‌نو که در زون مفصلی قرار دارند.

منطقه مورد مطالعه در شمال‌شرقی ایران و در امتداد شرقی سلسله جبال البرز، بخشی از زون ساختاری مفصلی است، اما با توجه به اینکه منطقه زون مفصلی در محدوده زون ساختاری بینالود و در امتداد شرقی سلسله جبال البرز قرار دارد (شکل ۲-۱ و ۲-۲)، لذا پس از توصیف مختصری درباره زون ساختاری البرز به شرح زمین‌شناسی و چینه‌شناسی زون بینالود پرداخته می‌شود و سپس توضیحاتی درباره زمین‌شناسی مناطق مطالعاتی ارائه خواهد شد.

بر اساس علوی (۱۹۹۱)، گستره ورقه مشهد به سه محدوده تقسیم می‌شود که به ترتیب از شمال به جنوب شامل محدوده‌های **کپه‌داغ**، **مفصلی** و **بینالود** (شکل ۲-۲) است:

– محدوده **کپه‌داغ** بخشی از ادامه خاوری کوه‌های البرز است، ولی ویژگی‌های زمین‌شناختی و ساختاری آن نسبت به نواحی مجاور متفاوت است (نبوی، ۱۳۵۵). مرز شمالی این پهنه با فلات توران، منطبق بر گسل عشق‌آباد است. درباره مرز جنوبی کپه‌داغ، دیدگاه‌ها متفاوت است، ولی این مرز با

[1] Natalin and Sengör

[2] Dzurila massif

رخنمون‌های ناپیوسته منشورهای برافزاینده تتیس کهن مشخص می‌شود که در شمال خاوری فریمان و جنوب باختری مشهد برون‌زد دارند. این محدوده از سازندهای گوناگونی تشکیل شده که خاص حوضه رسوبی و زون ساختاری کپه‌داغ بوده و محیط رسوب‌گذاری آن‌ها عمدتاً حاشیه قاره‌ای است.

– محدوده **مفصلی** یا زون درزشدگی بین محدوده بینالود و کپه‌داغ واقع شده و شامل سنگ‌های دگرگونی و مجموعه افیولیتی است. مجموعه افیولیت‌ها و سنگ‌های دگرگونی همراه با آن، نوارهایی با روند شمال‌غرب تا جنوب‌شرق را در دامنه شمالی ارتفاعات بینالود تشکیل می‌دهند که در ادامه نوار سنگ‌های گرانیتوییدی منطقه مشهد قرار دارند. این محدوده محل برخورد قطعه سنگ‌کُره ایران در جنوب و قطعه سنگ‌کُره توران در شمال است که با بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس همراه بوده است (علوی و مجیدی، ۱۹۷۲ و علوی، ۱۹۹۱). به باور افتخارنژاد و بهروزی (۱۹۹۱) مجموعه افیولیتی و رسوبات پلاژیک جنوب‌غربی مشهد جداکننده دو قاره اوراسیا و گندوانا نیست بلکه رخنمون این مجموعه‌ها معرف نوعی زمین‌درز در سکوی اپی‌کاتانگایی ایران است. به‌عبارت دیگر، زمین‌درز حقیقی بین اوراسیا و گندوآنا در شمال کوه‌های کپه‌داغ در خارج از ایران است که اشتوکلین (۱۹۷۷) و افتخارنژاد و بهروزی (۱۹۹۱) به آن تتیس کهن اول نام داده‌اند.

– محدوده **بینالود** که بخشی از باقیمانده‌های پالئوتتیس (افیولیت و فلیش دگرگون‌شده) است، یک نوار چین‌خورده و گسل‌خورده از نوع پوسته‌ای نازک با راستای تقریباً شرقی تا غربی، شامل سنگ‌ها و رسوبات پالئوزوییک، مزوزوییک و سنوزوییک است که به دنبال تصادم میان قطعات سنگ‌کُره ایران و توران در حاشیه شمال‌شرقی ایران تشکیل شده است. نبوی (۱۳۵۵)، این واحد را زون تدریجی بین ایران مرکزی و البرز در نظر می‌گیرد؛ زیرا رسوبات و رخساره‌های پالئوزوییک این زون، شبیه ایران مرکزی است؛ اما رخساره‌های ژوراسیک و کرتاسه و نیز روند چین‌خوردگی‌ها در آن مشابه البرز است. اشتوکلین[1] (۱۹۶۸) این زون را متعلق به واحد البرز می‌داند، درحالی‌که افتخارنژاد (۱۳۵۹)، رشته ارتفاعات غرب بینالود را جزو ایران مرکزی در نظر می‌گیرد.

این سلسله جبال از شمال به بقایای پالئوتتیس، سنگ‌های دگرگونی و رسوبات پرمین محدود شده و از جنوب پس از دشت‌های آبرفتی سبزوار - نیشابور به رخنمون سنگ‌های افیولیتی نئوتتیس (افیولیت سبزوار - جنوب فریمان) محدود می‌شود.

۲-۲- زمین‌شناسی و چینه‌شناسی البرز

رشته کوه‌های البرز در شمال ایران گویای یک ناحیه برخوردی در کمربند کوه‌زایی آلپ - هیمالیا هستند که

---

[1] Stöcklin

از هندوکش و هیمالیا در مرکز و شرق دور تا قفقاز و آلپ در مدیترانه و اروپا ادامه دارد. تحولات تکتونیکی کمربند کوه‌زایی البرز را به فرورانش رو به شمال پالئوتتیس به زیر اوراسیا مربوط می‌دانند که موجب برخورد بین خرده قاره ایران با اوراسیا شده است. رخنمون بقایای اقیانوس پالئوتتیس در طول رشته کوه‌های البرز بسیار نادر است و اغلب به‌صورت مناطق محدودی شامل سنگ‌های اولترامافیک سرپانتینیتی شده دیده می‌شود، اما بقایای پالئوتتیس به‌صورت نواری در امتداد غرب تا جنوب و جنوب شرق مشهد رخنمون یافته است.

۲-۲-۱- زمین‌شناسی البرز

پهنه رسوبی و ساختاری البرز شامل بلندی‌های شمال ورقه ایران است که به شکل طاقدیسی مرکب، در یک راستای عمومی شرقی تا غربی، از خراسان تا آذربایجان امتداد دارد. از دید زمین ریخت‌شناسی، مرز شمالی البرز منطبق بر تپه ماهورهای متشکل از نهشته‌های ترشیری و دشت ساحلی خزر است. از نگاه زمین‌شناختی، مرز شمالی البرز محدود به زمین درز تتیس کهن است که از برخورد سنگ‌کره قاره‌ای البرز با سنگ‌کره ورقه توران، در تریاس پسین به وجود آمده است. ولی در بیشتر نقاط محل زمین درز با ورقه‌های رانده شده از شمال به جنوب پوشیده شده است (آقانباتی، ۱۳۸۳). حد جنوبی البرز چندان روشن نیست، آنتی‌البرز (ریویر[1]، ۱۹۳۶)، گسل سمنان (نبوی، ۱۳۵۵)، گسل گرمسار، گسل عطاری و گسل تبریز (علوی، ۱۹۹۱) مرز جنوبی البرز دانسته شده‌اند. ولی چنین به نظر می‌رسد که مرز شاخصی در ناحیه جنوبی البرز وجود نداشته و گذر از پهنه ایران مرکزی به پهنه البرز تدریجی باشد (آقانباتی، ۱۳۸۳).

۲-۲-۲- چینه‌شناسی البرز

در بسیاری از گزارش‌های زمین‌شناسی، کهن‌ترین سنگ‌های البرز را دگرگونی‌های جنوب گرگان (شیست‌های گرگان) دانسته‌اند. افزون بر آن، دگرگونی‌های اسالم - شاندرمن (کلارک[2] و همکاران، ۱۹۷۵) واحدهای سنگ‌چینه‌ای پرکامبرین البرز انگاشته شده‌اند. ولی امروزه یقین بر این است که این دگرگونی‌ها، بیشتر سنگ‌های پالئوزوییک و یا مزوزوییک هستند که در اثر زمین‌ساخت برخوردی تریاس پسین (رویداد سیمرین پیشین) و یا به‌طور همبری دگرگون شده‌اند. یافته‌های کنونی دیرینه‌شناختی البرز، گویای آن است که کهن‌ترین سنگ‌های رخنمون یافته البرز، سازند کهر است که حاوی آکریتارک‌های[3] نئوپروتروزوییک پسین[4] است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

---

[1] Riviere

[2] Clark

[3] Acritarch

[4] Late Neoproterozoic

۲-۳- زمین‌شناسی و چینه‌شناسی زون بینالود

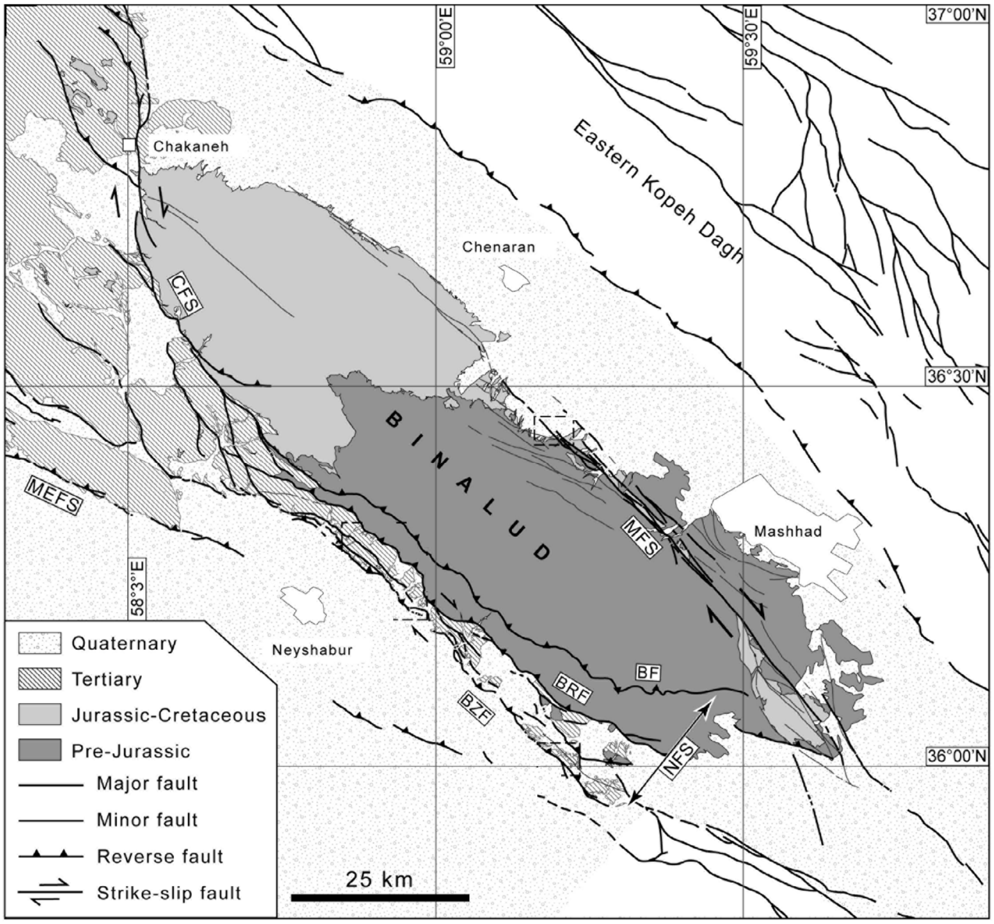
۲-۳-۱- زمین‌شناسی بینالود

از نظر تقسیمات زمین‌شناسی ایران، ارتفاعات بینالود بین واحدهای زمین‌شناسی کپه‌داغ در شمال‌شرق و البرز در غرب و ایران مرکزی در جنوب‌غربی واقع شده است (شکل ۲-۳). شبانیان و همکاران (۲۰۱۲) مطالعاتی را بر روی ژئودینامیک و گسل‌های این منطقه انجام داده‌اند. رشته کوه‌های سینوسی بینالود با روند تقریباً شرقی - غربی و تحدب به سمت شمال، مابین ورقه مستحکم توران و خرده قاره ایران مرکزی قرار دارند. محدوده جنوبی آن گسل میامی یا گسل شاهرود و مرز شمال‌غربی آن را گسل سمنان تشکیل می‌دهد. گسترش واقعی این محدوده بین شمال سبزوار و نیشابور تا مشهد است ولی به دلیل گسترش مجموعه‌های آذرین و دگرگونی آن تا افغانستان، حد شرقی این زون را تا هندوکش غربی در افغانستان در نظر گرفته‌اند.

طبق تحقیقات بولن[1] (۱۹۸۸) در طی سیلورین و دوونین پیشین دریای مشترکی شمال‌شرق ایران و ایران مرکزی را به دلیل شباهت رسوبات این دوره‌ها در بینالود و ایران‌مرکزی دربرگرفته بوده است. این ارتباط تا کربونیفر پیشین وجود داشته درحالی‌که در البرز رابطه مزبور به‌کلی قطع شده است. بزرگ‌نیا (۱۹۷۳) این حرکات را نتیجه حرکات خشکی‌زایی اواخر دوونین ذکر می‌کند و کنگلومرای قاعده‌ای کربونیفر پیشین را حاصل این حرکات می‌داند.

---

[1] Boulin



شکل ۲-۳- نقشه ساده شده زمین‌شناسی کوه‌های بینالود برگرفته از شبانیان و همکـاران (۲۰۱۲) (Chakaneh Fault System = CFS، MFS = Mashhad Fault System، Neyshabur Fault System = NFS، Meshkan Fault System = MEFS، Binalud Fault = BF، Barfriz Fault = BRF، Buzhan Fault Zone = BZF).

۲-۳-۲- چینه‌شناسی بینالود

۲-۳-۲-۱- پالئوزوییک در بینالود شمالی

بر اساس مطالعات، قدیمی‌ترین سنگ‌ها در محدوده مورد مطالعه، سری‌های دگرگون شده کربونیفر و پرموتریاس هستند که از اسلیت، کوارتزیت، فیلیت و اولترامافیک‌ها تشکیل یافته‌اند. از لحاظ سنگ‌شناسی چهار مجموعه در آن‌ها قابل مشاهده است:

الف- اسلیت‌های همراه با سنگ‌های اولترامافیک: این سنگ‌ها در غرب مشهد از ناحیه خلج تا وکیل‌آباد و به‌طرف شمال‌غرب در حوالی جاده شاندیز به‌صورت تپه‌های تیره‌رنگ مشاهده می‌شوند. این مجموعه شامل سنگ‌های گوناگونی با شیب بین ۶۰ تا ۹۰ درجه به سمت شمال‌شرق هستند. در شرق ناحیه به‌ترتیب بخش‌های زیر مشاهده می‌شوند: ۱- اسلیت‌های ورقه‌ای نازک لایه، به رنگ سیاه تا آبی تیره؛ ۲- چندین متر آهک‌های رسی که به کالک‌شیست دگرگون شده‌اند؛ ۳- ده‌ها متر ماسه‌سنگ رادیولاریتی و چرت‌های قرمز رنگ و ۴- سنگ‌های اولترامافیک به‌صورت لایه‌های گسترده در بین لایه‌های اسلیت؛

ب- سری‌های اسلیتی: این نوع سنگ‌ها به طور وسیعی در ناحیه گسترش دارند و بخش اعظم کوه‌های بینالود را در ناحیه خراسان تشکیل می‌دهند. ضخیم‌ترین بخش این واحد بین زشک (شمال‌شرق مشهد) و خرو (شمال‌غرب نیشابور) قرار دارد که ضخامت آن به چندین هزار متر می‌رسد. این اسلیت‌ها به طور قابل توجهی دارای طبیعت یکنواخت بوده و به رنگ‌های سیاه، متمایل به آبی، خاکستری و گاهی متمایل به زرد مشاهده می‌شوند؛

پ- ماسه‌سنگ، اسلیت و سنگ‌های آهکی: در این مجموعه، رسوبات به شدت چین خورده‌اند. چین‌خوردگی غالباً در هر قسمت از این واحدها مانند نواحی طرقبه، شرق خلج و جنوب سنگ‌بست مشخص و قابل رؤیت است، اما به علت تغییرات زیاد در رخساره‌های این مجموعه، ارتباط آن‌ها با دیگر واحدها کاملاً آشکار نیست؛

ت- فیلیت‌ها: این نمونه از سنگ‌ها با افق‌هایی از کالک‌شیست دانه‌ریز به‌صورت موضعی در شمال و جنوب بند گلستان دیده می‌شوند که به‌تدریج به کوارتزیت‌های کربناته و سیلتستون‌های آهکی دانه‌ریز تبدیل می‌شوند.

۲-۳-۲-۲- مزوزوییک در بینالود شمالی

الف- تریاس در بینالود شمالی: در منطقه بینالود رسوبات تریاس مشاهده نشده است و تنها در منطقه آق‌دربند (۱۰۰ کیلومتری شرق مشهد)، رسوبات شیل و ماسه‌سنگ همراه با لایه‌های آهکی آمونیت‌دار وجود

دارد که آن‌ها را به تریاس میانی و فوقانی نسبت می‌دهند (درویش‌زاده، ۱۳۷۰)؛

ب- ژوراسیک در بینالود شمالی: رسوبات ژوراسیک به‌صورت فروبوم در منطقه باریکی از کمرزرد تا نقندر مشاهده می‌شوند. ارتباط این لایه‌ها با سنگ‌های دگرگونی قدیمی‌تر عموماً گسله‌ای و در صورت داشتن ارتباط عادی، دارای دگرشیبی زاویه‌دار هستند؛

پ- کرتاسه در بینالود شمالی: سنگ‌های آهکی به‌صورت تپه‌های مجزا در جنوب‌غرب قشلاق، شرق امان‌آباد، کمرزرد، بازحوض و جنوب درخت‌توت رخنمون دارند. در شرق امان‌آباد، سنگ‌های آهکی به‌صورت هم‌شیب بر روی کنگلومرای دوگر قرار می‌گیرند، اما در جنوب بازحوض یک دگرشیبی زاویه‌دار احتمالی در آن‌ها مشاهده می‌شود.

۲-۳-۲-۳- ترشیری در بینالود شمالی

در بخش جنوبی منطقه، غرب ناحیه سنگ‌بست و در امتداد جاده اصلی مشهد - نیشابور لایه‌های ضخیمی از ماسه‌سنگ فلدسپاری و کنگلومرا با لایه‌ای قرمز رنگ رسی مشاهده می‌شوند که دارای قطعات گرانیت، ماسه‌سنگ و قلوه‌های آهکی هستند. در حال حاضر سن این طبقات شناخته نشده است، اما از نظر سنگ‌شناسی مشابه با رسوبات ترشیری پایانی نواحی دیگر است. در جنوب‌غرب بینالود یک باند آهکی نازک لایه حاوی نومولیت و دیگر میکروفسیل‌های ائوسن در درون یک واحد از اسلیت‌های سیاه قابل مشاهده است. همچنین، سنگ‌های آتش‌فشانی بازیک ائوسن همراه با رادیولاریت نیز در منطقه مشاهده می‌شوند (لامرر[1] و همکاران، ۱۹۸۳).

۲-۳-۲-۴- کواترنری در بینالود شمالی

رسوبات تخریبی نیمه‌سخت شده شامل گراول، ماسه و ریگ در ناحیه گسترده هستند. آبرفت‌های کنگلومرایی عمدتاً بر روی توده‌های گرانیتی و نیز در دشت‌ها (تخت‌مایون و درخت‌توت) مشاهده می‌شوند.

۲-۴- سنگ‌های آذرین مشهد

۲-۴-۱- مجموعه افیولیتی مشهد

بر اساس قاضی و همکاران (۲۰۰۱)، بقایای پوسته پالئوتتیس شامل سه مجموعه سنگی مشخص؛ افیولیتی (مشهد و ویرانی)، توربیدایت‌های دریای عمیق و توالی آذرآواری‌های لایه‌ای است. مجموعه آمیزه رنگی افیولیتی از سنگ‌های افیولیتی و رسوبی تشکیل شده است. این مجموعه افیولیتی به‌جز آذرین‌تیغه‌های

[1] Lammerer

ورقه‌ای، سایر واحدهای متداول یک افیولیت را داراست.

طبق نظر علوی (۱۹۹۱) سن گابروهای هورنبلنددار به‌روش آرگون - آرگون بیانگر سن ۲۸۷/۶ و ۲۸۱/۷ میلیون سال پیش (اواخر پنسیلوانین تا اوایل پرمین[1]) و سن‌سنجی به‌روش پتاسیم - آرگون بیانگر ۲۷۳ و ۲۶۵ میلیون سال پیش به‌عنوان سن پوسته اقیانوسی پالئوتتیس است.

به باور افتخارنژاد و بهروزی (۱۹۹۱) مجموعه افیولیتی و رسوب‌های پلاژیک جنوب‌باختری مشهد جداکننده دو قاره اوراسیا و گندوانا نیست بلکه رخنمون این مجموعه‌ها معرف نوعی زمین‌درز در سکوی اپی‌کاتانگایی ایران است. به بیان دیگر، زمین‌درز حقیقی بین اوراسیا و گندوانا در شمال کوه‌های کپه‌داغ در خارج از ایران است که اشتوکلین (۱۹۷۷) و افتخارنژاد و بهروزی (۱۹۹۱) به آن تتیس کهن اول نام داده‌اند.

کریم‌پور و همکاران (۱۳۹۰) متاافیولیت‌های مشهد را به دو مجموعه تقسیم کرده‌اند: (۱) مجموعه نورآباد (ویرانی) که در طول جاده مشهد - شاندیز قرار دارد؛ (۲) مجموعه چهار چشمه که میان وکیل‌آباد و خلج رخنمون دارد. بر اساس کریم‌پور و همکاران (۱۳۹۰)، متافلیش‌ها نیز شامل اسلیت، کوارتزیت، مرمر، کمی فیلیت و کنگلومرای کربناتی و الیسترستروم هستند. اولین مرحله دگرگونی ناحیه‌ای کم فشار و حرارت متوسط (زون استارولیت درون رخساره آمفیبولیت) بوده است. سرانجام، متاافیولیت و متافلیش باقی‌مانده پالئوتتیس توسط لوکوگرانیت خواجه‌مراد قطع شده‌اند.

۲-۴-۲- گرانیتوییدهای مشهد

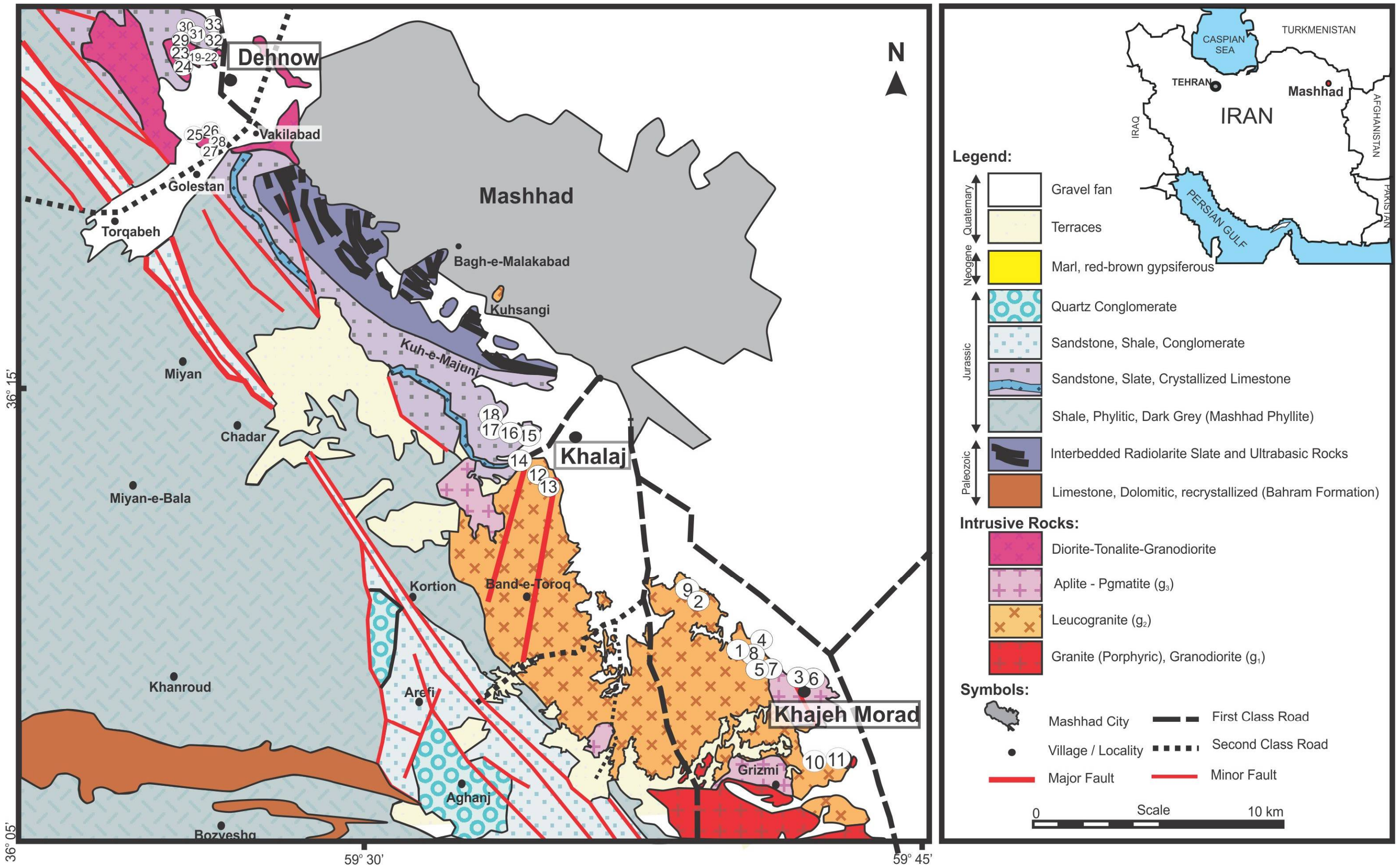
در جنوب و جنوب‌غربی مشهد تا شمال دشت تربت‌جام، برونزدهای ناپیوسته‌ای از توده‌های گرانیتوییدی با وسعت ۲۶۰ کیلومترمربع و به‌صورت باریکه طویلی به طول ۴۰ کیلومتر و به عرض ۱۰ کیلومتر گسترش یافته است که چنانچه با سایر توده‌های نفوذی جنوب‌غربی مشهد (وکیل‌آباد، بند گلستان، طرقبه و دیزر) به‌صورت مشترک مورد توجه قرار گیرند، طول آن‌ها به ۷۰ کیلومتر می‌رسد (شکل ۲-۴). این گرانیتوییدها بخشی از قوس ماگمایی هستند که بنام قوس ماگمایی جاده ابریشم معروف است و به‌طول ۸۳۰۰ کیلومتر در جنوب اوراسیا از شمال چین تا اروپا امتداد داشته و حاصل فرورانش رو به شمال اقیانوس پالئوتتیس به زیر ورقه توران است (میرنژاد و همکاران، ۲۰۱۳).

یقیناً این توده‌های گرانیتوییدی که در یک راستای تقریبی شمال‌غربی - جنوب‌شرقی آرایش یافته‌اند، بخش‌های مرتفع یک ژرفاسنگ عظیم هستند که قسمت‌هایی از آن هنوز رخنمون پیدا نکرده است، بنابراین، به‌دلیل ظاهر خطی می‌توان آن را یک ژرفاسنگ کردیلرایی که در زمان تزریق از یک منشأ در درون یک پاره‌شدگی برشی تزریق شده‌اند در نظر گرفت. مطالعه گرانیتوییدهای مشهد مورد علاقه پژوهشگران بسیاری

---

[1] Late Pennsylvanian - Early Permian

(مانند کریم‌پور و همکاران، ۲۰۱۰؛ میرنژاد و همکاران، ۲۰۱۳؛ صمدی و همکاران، ۲۰۱۴a) بوده است.



شکل ۲-۴- نقشه زمین‌شناسی و موقعیت گرانیتوییدها و دگرگونی‌های مشهد؛ مناطق خواجه‌مراد، خلج و ده‌نو (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ چهارگوش مشهد، سازمان زمین‌شناسی ایران، ۱۳۶۵) (در پیوست ۳ به شماره‌گذاری نمونه‌ها اشاره شده است).

۲-۴-۲-۱- طبقه‌بندی گرانیتوییدهای مشهد (خواجه مراد، خلج و ده‌نو)

بر اساس مقدار مودال کانی‌ها و ترکیب نورماتیو، میرنژاد و همکاران (۲۰۱۳) و صمدی و همکاران (۲۰۱۴a,b,c) گرانیتوییدهای مشهد را به‌صورت زیر طبقه‌بندی کرده‌اند:

(۱) دیوریت - تونالیت - گرانودیوریت (DTG) شامل استوک ده‌نو و وکیل‌آباد در شمال‌غرب شهر مشهد است. این رخنمون دارای ماهیت کالک‌آلکالن پتاسیم متوسط و متاآلومینوس تا پرآلومینوس است. در مطالعات پیشین این توده و نیز توده‌های کوهسنگی، طرقبه و گلستان را مشابه توده گرانودیوریتی دانسته‌اند؛

(۲) گرانودیوریت (GD) یا گرانیت پورفیری که در مطالعات قدیمی‌تر و نقشه‌ها (شکل ۲-۴) با علامت g_1 مشخص شده از قدیمی‌ترین گرانیتوییدهای مشهد شناخته می‌شود. این توده در جنوب‌شرقی ژرفاسنگ مشهد قرار دارد و دارای رخنمون کم‌تری نسبت به مونزوگرانیت‌هاست. دارای ماهیت کالک‌آلکالن پتاسیم متوسط تا پتاسیم بالا بوده و متاآلومینوس با سیمای گنیسی و رنگ سفید متمایل به خاکستری با بافت گرانولار دانه‌ریز تا دانه‌متوسط است و از نقطه نظر سنی قدیمی‌ترین توده اسیدی منطقه خلج - خواجه‌مراد محسوب می‌شود. همچنین، این توده به‌علت دارا بودن بیوتیت و فلدسپار، جهت‌یافتگی خاصی را نشان می‌دهد. رخنمون‌های پراکنده‌ای از این گرانیتویید در بخش‌هایی از منطقه خواجه‌مراد دیده می‌شود؛

(۳) مونزوگرانیت (MG) که به طول ۱۵ و به عرض ۱۰ کیلومتر در جنوب مشهد رخنمون دارد و در مطالعات قدیمی‌تر و نقشه‌ها (شکل ۲-۴) با علامت g_2 مشخص می‌شود، جوان‌تر از گرانودیوریت‌ها شناخته شده و رخنمون بخش شمال‌غربی ژرفاسنگ مشهد محسوب می‌شود. این توده که در گرانیت‌های میکادار و تیره‌رنگ قدیمی تزریق شده است به‌عنوان دومین فاز گرانیت‌زایی مشهد در نظر گرفته می‌شود. ماهیت این گرانیتوییدها، کالک‌آلکالن پتاسیم بالا بوده و تقریباً پرآلومینوس تا شدیداً متاآلومینوس هستند. به‌دلیل کمبود میکای سیاه و میزان سیلیس بالا از این نوع از توده‌ها به نام توده لوکوگرانیتی نیز نام برده شده است (لامیر[۵۰]، ۱۹۶۶). گرانیتویید خواجه‌مراد عمدتاً بخشی از این توده است که گرانودیوریت‌های منطقه را قطع کرده و خود توسط رگه‌های آپلیتی و پگماتیتی قطع شده است؛

(۴) فاز آپلیت - پگماتیتی که با علامت g_3 بر روی نقشه مشخص شده و به‌طور غالب در بخش مرکزی ژرفاسنگ نفوذ کرده و مونزوگرانیت و گرانودیوریت‌ها را قطع کرده است (شکل ۲-۴). آپلیت‌ها عمدتاً در حاشیه گرانیت‌ها یافت می‌شوند. سن نسبی و ترکیب شیمیایی آپلیت‌ها حاکی از دو مرحله آپلیت‌زایی است. فاز نهایی شامل رگه‌های پگماتیتی با ترکیب گرانیتی و بلورهای درشت شامل کوارتز، فلدسپارهای آلکالن و کمی تورمالین بوده و از نظر عناصر فرعی و کمیاب غنی هستند. این آذرین‌تیغه‌های پگماتیتی در مناطق قشلاق، خواجه‌مراد، کال‌چغوکی و رباط خاکستری فراوان هستند (شکل ۲-۴).

---

[50] Lameyre

۲-۴-۲-۲- محیط تکتونیکی تشکیل گرانیتوییدهای مشهد

فعالیت ماگمایی بعد از کوه‌زایی، در دوران مزوزوییک، به‌صورت فعالیت ماگمایی بازالتی و احیاناً در انواع سنگ‌های حدواسط در افق‌های گوناگون چینه‌سنگی مزوزوییک تظاهر یافته است. بر اساس آنالیزهای انجام شده بر روی گرانیتوییدهای مشهد، نتایج در ۸۵ درصد نمودارهای ژئوشیمیایی در محدوده پس از کوه‌زایی قرار می‌گیرد. البته این مسئله دور از نظر نیست که احتمالاً گرانیت مشهد شامل هر دو نوع گرانیت برخوردی و پس از کوه‌زایی باشد. ولی‌زاده و کریم‌پور (۱۳۷۴) همه گرانیتوییدهای مشهد را نوع S و مرتبط با مراحل اولیه برخورد با منشأ پوسته قاره‌ای پیشین معرفی کرده‌اند؛ با این‌حال آنالیزهای ژئوشیمیایی از نقاط مختلف گرانیتوییدهای مشهد ماهیت ژئوشیمیایی گرانیت‌های نوع I متاآلومینوس تا نوع S پرآلومینوس را نشان داده است (ایران‌منش و ستنا[51]، ۱۹۹۸).

در مطالعه‌ای جدید از لحاظ تقسیمات تکتونیک ورقه‌ای، دیوریت - تونالیت - گرانودیوریت ده‌نو و گرانودیوریت‌های جنوب شرق مشهد دارای ویژگی‌های گرانیتویید قوس قاره‌ای بوده و مونزوگرانیت‌ها اختصاصات گرانیتوییدهای هم‌زمان با برخورد قاره‌ای را عرضه می‌دارند؛ میرنژاد و همکاران (۲۰۱۳). بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی صمدی و همکاران (a۲۰۱۴) نیز دیوریت - تونالیت - گرانودیوریت، ده‌نو - وکیل‌آباد از گرانیت‌های نوع I بوده که از یک گوشته مافیک که توسط ورقه فرورونده غنی‌شده در یک محیط فرورانش، منشأ گرفته‌اند. گرانودیوریت‌ها نیز دارای ماهیت مذاب‌های آداکیتی هستند و طی ذوب‌بخشی ورقه فرورونده شکل گرفته‌اند. از این‌رو، میرنژاد و همکاران (۲۰۱۳) این دو توده را توده‌های مرتبط با قوس می‌دانند که هم‌زمان با فرورانش پوسته اقیانوسی پالئوتتیس به زیر خرده قاره توران جایگیری کرده‌اند. در مقابل مونزوگرانیت که دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی گرانیت‌های نوع S است در اثر ذوب - آب‌زدایی[52] مجموعه‌های رسوبی دگرگون شده و ناهمگن پوسته قاره‌ای ضخیم طی دگرگونی ناحیه‌ای دما بالا (در اثر برخورد ورقه‌ها) به‌وجود آمده است.

۲-۴-۲-۳- سن فعالیت ماگمایی و زمان جایگیری گرانیتوییدهای مشهد

فعالیت‌های ماگمایی در دوران مزوزوییک از گستردگی و شدت بیشتری نسبت به دوران پالئوزوییک یا دیرینه زیستی برخوردار بوده است. فعالیت ماگمایی در این دوران، به هر دو صورت پلوتونیسم و ولکانیسم ظاهر می‌شود. این شدت مرتبط با جنبش‌های زمین‌ساختی کارآمد آلپین آغازی و به‌ویژه حرکات زمین‌ساختی سیمرین پیشین و سیمرین پسین و پس‌آیندهای این فازها و بالأخره فاز اتریشین و در پایان این دوران فاز لارآمین است.

[51] Iranmanesh and Sethna

[52] Dehydration-melting

مجیدی (۱۹۸۳) با سن‌سنجی گرانودیوریت ده‌نو به‌روش پتاسیم - آرگون، سن ۲۱۱ تا ۲۱۵ میلیون سال پیش را پیشنهاد داده است و در مطالعات بعدی توسط لامرر و همکاران (۱۹۸۴) و علوی (۱۹۹۱) سن اوایل پرمین (۲۴۵ تا ۲۵۶ میلیون سال پیش بر اساس روش سن‌سنجی پتاسیم - آرگون) ارائه شد.

کریم‌پور و همکاران (۲۰۰۶) گرانیت‌زایی در منطقه را هم‌زمان با کوه‌زایی سیمیرین میانی (ژوراسیک) می‌دانند؛ اما بر اساس نتایج جدید سن‌سنجی گرانیتوییدهای مشهد (جدول ۲-۱) می‌توان فاز کوه‌زایی سیمرین پیشین (تریاس بالایی) را عامل گرانیت‌زایی و دگرگونی در این منطقه دانست.

در مطالعه دیگری کریم‌پور و همکاران (۲۰۱۰) با استفاده از روش اورانیم - سرب بر روی زیرکن سن ۲۱۵ ± ۴ میلیون سال پیش (نورین، تریاس پسین) را برای گرانیتوییدهای ده‌نو و سن‌های ۲۰۵ و ۱۹۹-۲۰۵ میلیون سال پیش (اواخر نورین، تریاس پسین) را به‌ترتیب برای آپلیت و مونزوگرانیت خلج - خواجه‌مراد به‌دست آورده‌اند. میرنژاد و همکاران (۲۰۱۳) زمان تشکیل توده‌های نفوذی مرتبط با فرورانش و قوس مشهد (دیوریت - تونالیت - گرانودیوریت؛ ده‌نو - وکیل‌آباد و مونزوگرانیت) را در اواخر تریاس می‌دانند و زمان پایان فرورانش را به برخورد دو ورقه ایران و توران در اوایل ژوراسیک نسبت می‌دهند. نتایج سن‌سنجی اورانیم - سرب توسط میرنژاد و همکاران (۲۰۱۳) بر روی توده دیوریت - تونالیت - گرانودیوریت؛ ده‌نو - وکیل‌آباد سن ۴±۲۱۷ تا ۴±۲۱۵ میلیون سال پیش را برای نفوذ این توده (به درون سنگ‌های قبلاً دگرگون شده مربوط به پیش از اوایل تریاس) نشان می‌دهد. بر اساس مطالعه ایشان توده‌های گرانودیوریت و مونزوگرانیت جنوب و جنوب شرق مشهد نیز که بخش بزرگی از ژرفاسنگ مشهد را تشکیل می‌دهند، جوان‌تر بوده و به ترتیب در ۵/۲±۲۱۲ و ۳/۷±۲۱۵ میلیون سال پیش جایگیری کرده‌اند. در جدول ۲-۱ نتایج سن‌سنجی توده گرانیتوییدی مشهد آورده شده است.

جدول ۲-۱- نتایج و داده‌های سن‌سنجی بر روی گرانیتوییدهای مشهد.

Area	Mineral/ Rock type	Age (Ma)	Method	Reference
Dehnow - Vakilabad	Quartz diorite–tonalite–granodiorite	217 ± 4 - 215 ± 4	U-Pb	Mirnejad et al. (2013)
Kuhsangi	Granodiorite	217	U-Pb	Karimpour et al. (2010)
Dehnow	Granodiorite	215	U-Pb	Karimpour et al. (2010)
South Khajeh Morad	Granodiorite	212 ± 5.2	U-Pb	Mirnejad et al. (2013)
Khajeh Morad	Monzogranite	205.9± 4.1	U-Pb	Karimpour et al. (2010)
Khajeh Morad	Monzogranite	199.8 ± 3.7	U-Pb	Mirnejad et al. (2013)
Khajeh Morad	Aplite granite	205	U-Pb	Karimpour et al. (2010)

۲-۵- سنگ‌های دگرگونی مشهد

کمپلکس دگرگونی مشهد[۵۳] (MMC) که با روند شمال‌غربی در ناحیه زون درزشدگی با ورقه توران در شمال و شمال‌شرقی بلوک ایران و در استان خراسان قرار دارد، از سنگ‌های دگرگونی تریاس و پرمین، توده‌های نفوذی و واحدهای افیولیتی تشکیل شده است. در بسیاری از مطالعات پیشین در کنار مطالعه سنگ‌های

[53] Mashhad Metamorphic Complex

آذرین به بررسی سنگ‌نگاری و سنگ‌شناسی دگرگونی این مجموعه نیز پرداخته شده است (اعلمی‌نیا، ۱۳۸۶؛ آلبرتی و معززلسکو، ۱۹۷۴؛ آلبرتی و همکاران، ۱۹۷۳؛ افتخارنژاد و بهروزی، ۱۹۹۱؛ کریمی‌مقدم، ۱۳۷۶؛ مجیدی، ۱۹۷۸؛ میرنژاد، ۱۳۷۰؛ رضوی و همکاران، ۲۰۰۸؛ صمدی، ۱۳۸۷).

بر اساس رضوی و همکاران (۲۰۰۸)، سنگ‌های دگرگونی پرمین موجود در این مجموعه عبارت‌اند از: (۱) سنگ‌های مافیک و اولترامافیک شامل متاهارزبورژیت، متالرزولیت، سرپانتینیت و متاگابرو و کمی متابازالت؛ (۲) متابازالت‌های اسپیلیتی شده با ساختار گدازه بالشی؛ (۳) آهک با تبلور مجدد با آثاری از فسیل‌های پرمین؛ (۴) ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده و (۵) مجموعه‌ای از فیلیت، اسلیت، مرمر شیست‌ها، متاکنگلومراها و متاتوف‌ها. سنگ‌های دگرگونی تریاس شامل سنگ‌های متاپلیتی درجه پایین تا متوسطی هستند که به‌عنوان فیلیت‌های مشهد شناخته می‌شوند.

در حقیقت، پس از تشکیل یک شیار قاره‌ای و فروبوم‌های متعدد از پرمین، رسوبات داخل آن‌ها یک دگرگونی ناحیه‌ای از نوع فشار پایین- دمای بالا را تحمل کرده‌اند که حاصل فرونشینی و تعادل حرارتی بدون تغییر شکل و به‌صورت هم‌فشار بوده است؛ اما پس از تشکیل پوسته اقیانوسی بین دو ورقه توران و ایران، پوسته اقیانوسی باقی‌مانده در اثر برخورد دو ورقه با یکدیگر، بر روی قاره رانده شده و در نتیجه سنگ‌های زون برخورد (در محل نوار دگرگونی) متحمل دگرگونی ناحیه‌ای از نوع فشار پایین - دمای بالا شده‌اند، به‌گونه‌ای که از دگرگونی ضعیف قبلی اثری دیده نمی‌شود. این دگرگونی ناحیه‌ای در تریاس صورت پذیرفته و در ضمن دگرگونی، توده‌های گرانیتوییدی به این نوار دگرگونی تزریق شده‌اند. در طی دگرگونی و پلوتونیسم نیروهای فشارشی مورب باعث حرکات امتداد لغز در راستای گسل‌ها شده است تا جائی‌که در سنگ‌های دگرگونی برگ‌وارگی لغزشی به‌وجود آورده و نیز گرانیتوییدها را میلونیتی نموده‌اند. بیشتر رسوبات اولیه منطقه پلیتی و کمتر آهکی بوده و به نسبت فشار و دمای وارده به اسلیت، فیلیت، شیست‌های آندالوزیت، استارولیت و ندرتاً سیلیمانیت‌دار (فیبرولیت‌دار) تبدیل شده‌اند. علاوه بر این، جایگزینی توده گرانیتی مشهد در سری آتش‌فشانی - رسوبی متعلق به پالئوزوییک فوقانی که بر اساس شواهد موجود در اواخر تریاس صورت پذیرفته، سبب دگرگونی‌هایی شده است. آثار این دگرگونی شامل تبلور، تبلور مجدد، دگرشکلی پلاستیک و کِشسان و نیز کانه‌زایی بوده است.

۲-۵-۱- سن سنگ‌های دگرگونی مشهد

سن مجموعه دگرگونی مشهد از جمله مسائلی است که در گذشته آن را یا به پرکامبرین و یا سیمرین‌پسین نسبت داده‌اند. بولن و بویکس[۵۴] (۱۹۷۷)، در هندوکش‌غربی و در امتداد زون بینالود، سری‌های دگرگون‌شده

[54] Boulin and Bouyx

پالئوزوییک را که شامل میکاشیست‌های گرونا و استروییددار، مرمر و آمفیبولیت است را گزارش نموده‌اند. سری‌های مزبور با سنگ‌های اولترامافیک سرپانتینیتی‌شده، به‌صورت بین لایه‌ای قرار دارند. مجموعه یاد شده به‌طور دگرشیب به‌وسیله رسوبات دگرگون شده و پیش‌رونده کربونیفر پوشیده می‌شوند. ایشان آغاز پیشروی را نامورین پیشین ذکر کرده‌اند و به‌نظر آنان، دگرگونی پیش از رسوب‌گذاری سری فوق انجام شده است. همین شواهد در جنوب و جنوب‌غربی مشهد نیز دیده می‌شود (مجیدی، ۱۹۷۸).

مجیدی (۱۹۸۱) با مقایسه متافلیش‌ها با سنگ‌های فسیل‌دار کمتر دگرگون شده جنوب شرقی مشهد (در فاصله ۱۵۰ کیلومتری مشهد) سن دونین - کربونیفر را برای این سنگ‌ها پیشنهاد داده است. مجیدی (۱۹۷۸) شواهدی را در تأیید عملکرد فاز کوه‌زایی هرسینین در زون بینالود ارائه کرده که تا مرز افغانستان و حتی در آن سوی مرز نیز آثار آن‌ها دیده می‌شود. این شواهد عبارت‌اند از: پوشیده شدن مجموعه دگرگونی حوالی مشهد به‌وسیله رسوبات دگرگون نشده ژوراسیک که دلیلی بر دگرگونی این منطقه در قبل از ژوراسیک است؛ و به‌عقیده آقانباتی (۱۳۸۳) فاز اصلی دگرگونی مشهد به سن تریاس‌پسین و وابسته به رویداد سیمرین‌پیشین است و برگ‌وارگی تأخیری این دگرگونی‌ها، وابسته به رویداد زمین‌ساختی بعدی (سیمرین‌میانی) است. کریم‌پور و همکاران (۲۰۰۶) به رویداد دو مرحله دگرگونی اصلی در اثر فازهای هرسینین و سیمیرین میانی اشاره کرده‌اند.

۲-۶- تکتونیک و زمین‌شناسی ساختاری

مهم‌ترین ساختمان‌های زمین‌شناسی منطقه در ارتفاعات بینالود را گسل‌های راندگی و ورقه‌های رورانده تشکیل می‌دهند که تقریباً تمامی گسل‌های راندگی، روندی شمال‌غربی - جنوب‌شرقی داشته و سوی حرکت در تمامی آن‌ها از شمال، شمال شرق به‌سوی جنوب، جنوب‌غرب است (علوی، ۱۹۷۲ و ۱۹۹۱). این راندگی‌ها بیانگر کوتاه‌شدگی در راستای شمال‌شرق - جنوب‌غرب هستند که تحت تأثیر یک میدان تنش انقباضی ایجاد شده و منجر به ایجاد گسل‌های امتداد لغز و شکستگی‌های کششی شده است. عامل این تنش انقباضی را می‌توان بسته‌شدن اقیانوس پالئوتتیس و در نتیجه تصادم ورقه‌های ایران و توران دانست که باعث فرورانش قطعه سنگ‌کُره ایران به زیر قطعه سنگ‌کُره توران شده است (علوی، ۱۹۷۲ و ۱۹۹۱).

چین‌ها تقریباً در تمامی انواع سنگ‌ها مشاهده می‌شوند. چین‌های موجود در مشهد عمدتاً از نوع برگشته و خوابیده هستند که وجودشان مرتبط با فعالیت گسل‌های تراستی و حرکات ورقه‌های رورانده است. برگشتگی تمامی آن‌ها به سمت جنوب - جنوب‌غرب و شیب سطح محوری آن‌ها به سمت شمال - شمال‌شرق است (علوی، ۱۹۷۲ و ۱۹۹۱).

حاشیه‌های شمالی و جنوبی کوه‌های بینالود شدیداً تکتونیزه و گسلیده هستند. در بخش میانی که به‌عنوان فیلیت‌های مشهد معرفی شده، به‌دلیل انعطاف‌پذیری، خردشدگی و گسل‌خوردگی فیلیت‌ها نسبت به

واحدهای دیگر به‌مراتب کمتر است. از سوی دیگر حاشیه شمالی بینالود که دقیقاً منطبق بـا مـرز برخـوردی ورقه‌های ایران و توران بوده، دچار آشفتگی سنگ‌شناسی و ساختمانی زیادی شده است، در این بخش و نیز در حاشیه جنوبی، گسل‌های نرمال و تراستی را می‌توان مشاهده نمود. قاعدتاً در یک زون برخوردی قـاره - قاره که نیروها از نوع فشارشی هستند، بایستی گسل‌ها از نوع تراستی باشند و چنانچه گسل‌های نرمالی دیده شوند، باید در جهت عمود بر محور اصلی تـنش قـرار بگیرنـد، درحالی‌کـه گسـل‌های نرمـال بینـالود دقیقـاً به‌موازات زون برخورد قاره‌ها و موازی گسل‌های تراستی هستند، این موضوع چنین توجیـه می‌شـود کـه در برخی از قسمت‌های پوسته قاره‌ای، نیروهای کششی حاصل از قطعه فرورونده پوسـته اقیانوسـی پـالئوتتیس، هنوز هم اعمال می‌شود (علوی، ۱۹۹۱).

در طی دوران مزوزوییک هم‌گرایی در امتداد شمال شرقی بین ورقه ایران مرکزی و ورقه تـوران باعـث چین‌خوردگی سنگ‌های کرتاسه و سنگ‌های قدیمی‌تر از آن در منطقه کپه‌داغ شده اسـت. در منطقـه بینـالود این دگرشکلی‌ها موجب شکل گرفتن تعدادی سیستم گسل تراست در امتـداد جنـوب - جنـوب‌غربی شـده است که موجب قرار گرفتن توالی‌های پالئوزوییک و مزوزوییک به‌صورت برافزایشی بـر روی مـرز جنـوبی کوه‌های بینالود گردیده است (شیخ‌الاسلامی و کوه‌پیما، ۲۰۱۲).

در این زون برشی، باقی‌مانده ورقه اقیانوسی پـالئوتتیس فرارانـده شـده (قبـل از پلوتونیسـم و تشـکیل گرانیتوییدها) به‌صورت سنگ‌های اولترامافیک کم و بیش سرپانتینی شده و نیز بازالت‌های بالشی بـا ترکیـب تولییتی دیـده می‌شـود. در تریـاس سـنگ‌های گرانیتوییـدی بـه درون ایـن بقایـای پـالئوتتیس (متـافلیش و متاافیولیت) نفوذ کرده‌اند (کریم‌پور و همکاران، ۲۰۱۰).

۲-۷- زمین‌شناسی و مطالعات صحرایی مناطق خواجه‌مراد، خلج و ده‌نو

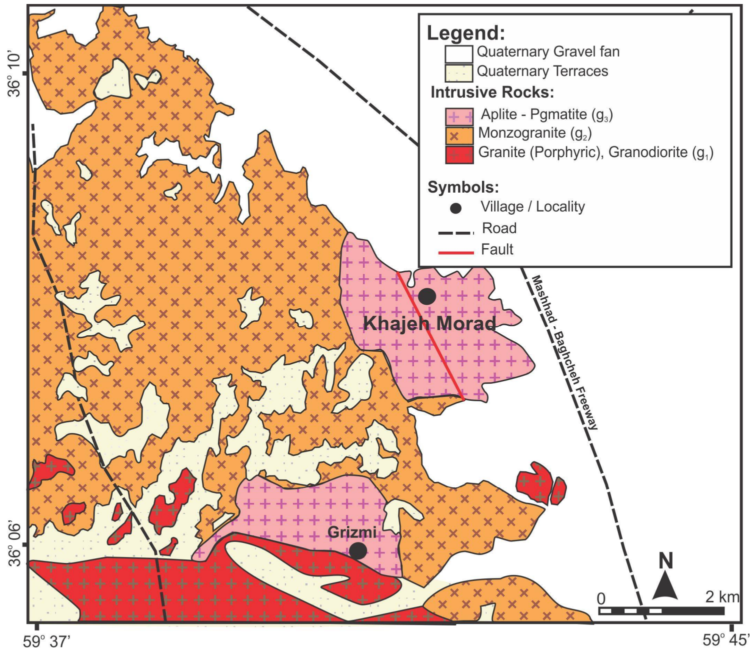
اولین قدم برای انجام مطالعه منظم سـنگ‌شناسـی در یـک ناحیـه، آشـنایی بـا واحـدهای سـنگی، وضـعیت ساختاری و در واقع زمین‌شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه، با استفاده از مطالعات قبلی، اطلاعات موجود و مشاهدات صحرایی مکرر است. بدین منظور در پی انجام یک کار تحقیقاتی منظم با بررسی مطالعات پیشین و با ذهنیت مناسب از منطقه سعی شد با انجام مشاهدات دقیق صحرایی و بهره‌گیری از عکس‌های هـوایی و تصاویر ماهواره‌ای به الگوی مناسبی از پراکندگی واحـدهای دگرگـونی، آذریـن نفـوذی و پدیـده‌های مـورد استناد در چارچوب موضوع مطالعه دسـت یـابیم. سـپس بـه‌منظور مطالعـه روابـط صـحرایی، خصوصـیات کانی‌شـناختی، بـافتی، سـاختاری و رده‌بنـدی توده‌هـای نفـوذی منطقـه، بـا انجـام نمونـه‌برداری مناسـب از رخنمون‌های در دسترس، به تهیه مقطع نازک از آن‌ها اقدام شد.

با وجود اینکه بخش اصلی و مهمی از موضوع رساله بـه مطالعـه گارنـت در تـوده‌هـای سـنگی دارای گارنت منطقه مربوط است، ولی تعدادی نمونه از واحدهای آذرین و دگرگونی نیز به‌منظور دستیابی بـه درک

کلی از وقایع زمین‌شناسی منطقه مطالعه شده‌اند. مطالعه سنگ‌نگاری، مکمل مطالعات صحرایی در تهیه نقشه زمین‌شناسی واحدها بوده و علاوه بر این در انتخاب نمونه‌های مناسب برای آنالیز شیمیایی نیز از نتایج آن استفاده شده است.

۲-۷-۱- جایگاه زمین‌شناسی خواجه‌مراد

خواجه‌مراد در جنوب‌شرقی شهر مشهد، در محدوده طول‌های جغرافیایی ´۴۰ °۵۹ تا ´۴۳ °۵۹ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ´۸ °۳۶ تا ´۱۰ °۳۶ شمالی، در جنوب غرب تپه سلام، جنوب طرق و در قسمت شرقی ده‌غیبی و بسارو واقع شده (شکل ۲-۵) و راه دسترسی به منطقه، از طریق جاده مشهد - باغچه است (شکل ۲-۱). از نظر تقسیمات زمین‌شناسی، محدوده خواجه‌مراد، در زیر پهنه زون مفصلی قرار دارد و سنگ‌های نفوذی آن در امتداد زمین درز[55] پالئوتتیس و در امتداد شمال‌غربی - جنوب‌شرقی قرار گرفته‌اند (شکل ۲-۲).



شکل ۲-۵- موقعیت آپلیت و پگماتیت‌های خواجه‌مراد در کنار سایر واحدهای سنگی منطقه بر روی نقشه زمین‌شناسی (برگرفته از نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ زمین‌شناسی مشهد، سازمان زمین‌شناسی ایران، ۱۳۶۵).

به‌طور کلی، گسل‌های راندگی و ورقه‌های رورانده، عمده‌ترین ساختمان‌های زمین‌شناسی در منطقه است. این راندگی‌ها بیانگر کوتاه‌شدگی در راستای شمال‌شرقی - جنوب‌غربی هستند که تحت تأثیر یک میدان تنش انقباضی ایجاد و سبب گسل‌های امتداد لغز و شکستگی نیز شده است. عامل این تنش انقباضی بسته‌شدن اقیانوس پالئوتتیس و تصادم قطعات سنگ‌کُره توران و ایران بوده است (علوی، ۱۹۹۱ و ۱۹۹۲). چین‌ها تقریباً در تمامی انواع سنگ‌ها مشاهده می‌شوند.

---

55 Paleo Tethys Suture zone

همچنین، بر اساس رحیمی و علی‌زاده (۱۳۹۰) دسته‌های متعدد شکستگی‌های سامانمند در این توده ویژگی‌های گسل‌ها را نشان می‌دهند. مطالعه ویژگی‌های کینماتیکی و دینامیکی این شکستگی‌ها، بیانگر عملکرد یک سیستم گسلی راست‌گرد در این ناحیه است؛ اما وجود ساختارهایی که بیانگر دوباره فعال شدن گسل‌ها هستند، تحلیل ساختاری این منطقه را پیچیده‌تر می‌نماید.

بر اساس مطالعات سن‌سنجی میرنژاد و همکاران (۲۰۱۳) سن مونزوگرانیت - گرانودیوریت (که توسط رگه‌های آپلیتی و پگماتیت قطع شده‌اند) به‌ترتیب در حدود ۱۹۸ (هتانجین[۵۶]، ابتدای ژوراسیک زیرین) و ۲۱۲ (نورین[۵۷]، تریاس پسین) میلیون سال پیش است (جدول ۲-۱). کریم‌پور و همکاران (۲۰۱۰) نیز سن لوکوگرانیت (بیوتیت مسکوویت مونزوگرانیت) را در حدود ۲۰۵/۹ میلیون سال پیش (نورین، تریاس پسین) به‌دست آورده‌اند (جدول ۲-۱). بر اساس مطالعات کریم‌پور و همکاران (۲۰۱۰) سن رگه‌های آپلیتی در حدود ۲۰۱ میلیون سال پیش (راتین[۵۸]، مرز بین تریاس و ژوراسیک) به‌دست آمده است.

۲-۷-۱-۱- مطالعات صحرایی بر روی گرانیتوییدهای خواجه‌مراد

منطقه خواجه‌مراد، شامل یک توده گرانیتوییدی با روند عمومی شمال‌غرب - جنوب‌شرقی و با وسعتی در حدود ۳۰ کیلومترمربع است. مجموعه پلوتونیک خواجه‌مراد متشکل از شبکه‌های آپلیت - پگماتیت با ترکیب گرانیتی است که سنگ‌های گرانودیوریتی تا مونزوگرانیتی را در هم شکسته‌اند. این واحد بر روی نقشه زمین‌شناسی مشهد با علامت g_1 (گرانودیوریت)، g_2 (مونزوگرانیت) و g_3 (رگه‌های آپلیت -پگماتیت) مشخص می‌شود (شکل ۲-۴). در واقع، از دیدگاه فازهای ماگمایی، سه فاز اصلی در منطقه تشخیص داده شده که فاز نخست آن یا g_1 در نواحی جنوب شرق گسترش دارد و فاز دوم یا g_2 در مناطق مرکزی ژرفاسنگ رخنمون دارد. در فاز پنوماتولیتی g_3 نیز رگه‌های آپلیت و پگماتیت تشکیل شده‌اند.

هدف اصلی این مطالعه بررسی خاستگاه گارنت است، لذا گرانیتویید خواجه مراد به‌دلیل نداشتن گارنت شاخص، در الویت این مطالعات قرار ندارد اما آپلیت و پگماتیت‌های مرحله دوم خواجه‌مراد به‌دلیل دارا بودن گارنت مورد بررسی دقیق‌تری قرار گرفت.

۲-۷-۱-۱- الف- توده گرانیتوییدی خواجه‌مراد

---

56 Hettangian

57 Norian

58 Rhaetian

ترکیب گرانیتوییدها به‌صورت گرانودیوریت - مونزوگرانیت است که توسط رگه‌های آپلیتی - پگماتیتی قطع شده‌اند. به‌طور کلی، در جنوب مشهد، مونزوگرانیت فراوان‌ترین واحد گرانیتوییدی است، اما در برخی نقاط مانند خواجه‌مراد که نقاط هم‌مرز با بخش گرانودیوریتی شرق هستند، این توده گرانیتوییدی به‌صورت بخش‌های گرانودیوریت تیره و مونزوگرانیت روشن رخنمون دارد. اشکال تداخلی این دو نوع گرانیتویید با سیمای گنیسی در منطقه خواجه‌مراد (شکل ۲-۶) بیانگر مرز اصلی برخورد این دو گرانیت است که سبب خلق این گرانیت‌های دوگانه شده است.

شکل ۲-۶- تصاویر صحرایی از گرانیتویید منطقه خواجه‌مراد و تداخل بخش‌های تیره گرانودیوریتی و روشن مونزوگرانیتی.

مشاهدات صحرایی نشان می‌دهد که در برخی موارد مرز بین دو واحد به‌صورت مشخص است (شکل ۲-۷-A) و در موارد دیگر حالت نامنظم داشته (شکل ۲-۷-B) و رگه‌هایی از مونزوگرانیت به درون گرانودیوریت‌ها تزریق شده است. وجود رگه‌های ضخیمی از مونزوگرانیت که از درون توده مونزوگرانیتی منشأ گرفته و به درون گرانودیوریت‌ها تزریق شده‌اند (شکل ۲-۷-C) نشان‌دهنده سن کمتر مونزوگرانیت‌ها است و نتایج سن‌سنجی موجود نیز این مسئله را تأیید می‌کنند (جدول ۲-۱).

از سوی دیگر، گرانودیوریت دارای رگه‌های ظریفی از آپلیت است که درون مونزوگرانیت‌ها دیده نمی‌شوند (شکل ۲-۷-A). این رگه‌های آپلیتی را می‌توان آپلیت‌های مرحله اول منطقه نامید که به‌طور نامنظم و متقاطع بوده که نشان‌دهنده شکستگی‌های حاصل از حوادث تکتونیکی منطقه پیش از تزریق مونزوگرانیت‌ها هستند. رگه‌هایی از پگماتیت‌های مرحله دوم از درون مونزوگرانیت‌ها عبور کرده و به درون گرانودیوریت‌ها راه یافته‌اند (شکل ۲-۷-B). رگه‌های آپلیتی که هر سه واحد سنگی گرانودیوریت، مونزوگرانیت و پگماتیت مرحله اول را قطع کرده‌اند را می‌توان رگه‌های آپلیتی مرحله دوم دانست (شکل ۲-۸).

در حقیقت، رگه‌های موجود در مونزوگرانیت - گرانودیوریت‌های منطقه خواجه‌مراد شامل رگه‌های آپلیتی و پگماتیتی هستند که در دو مرحله جداگانه تزریق، در منطقه تشکیل شده‌اند. آپلیت‌ها به‌صورت رگه‌هایی با ابعاد متفاوت از چندین میلی‌متر تا چندین سانتی‌متر هستند، اما رگه‌های

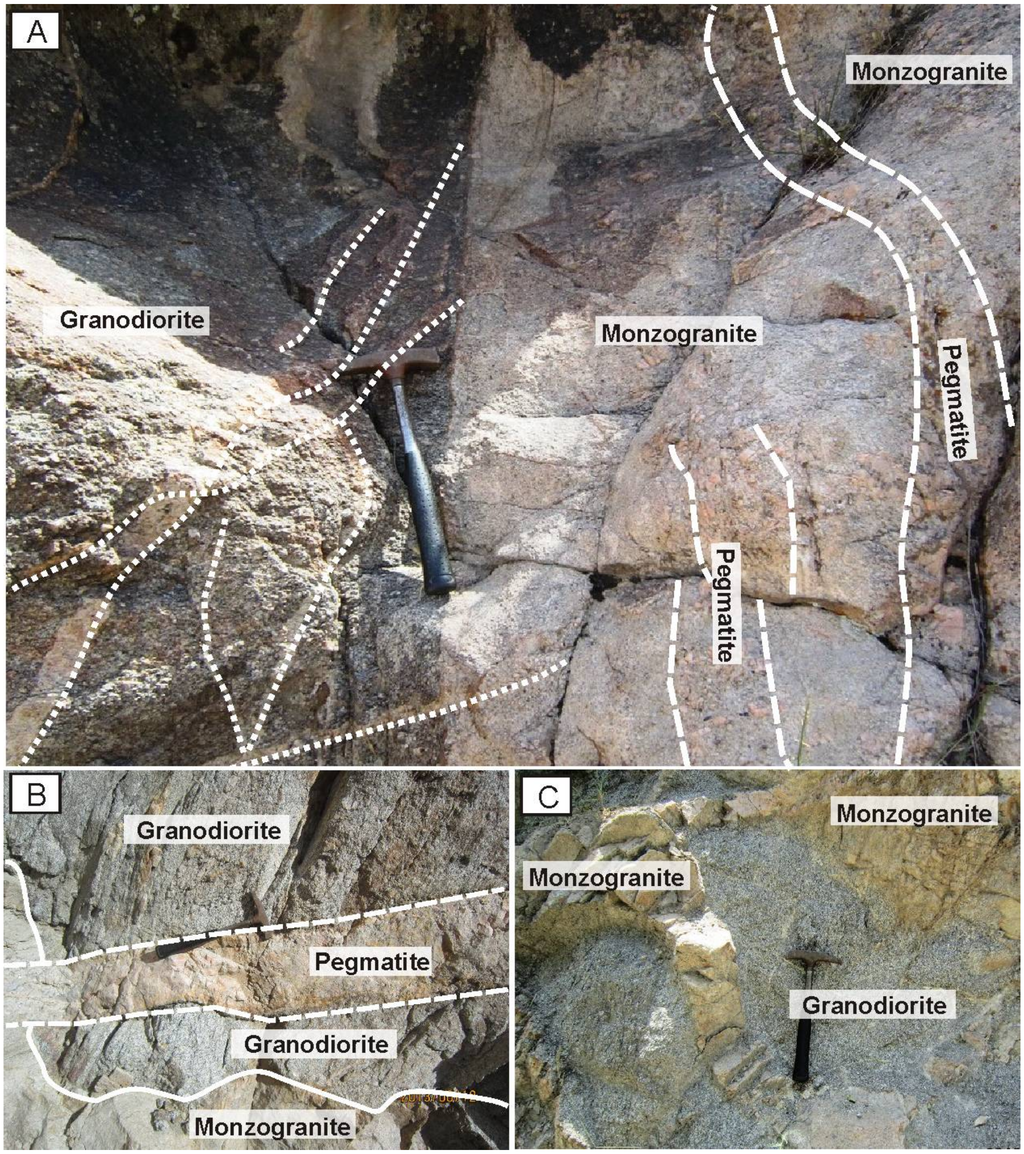
پگماتیتی از چند سانتی‌متر تا بیش از ۱۰ متر نیز می‌رسند.

بر اساس شواهد صحرایی می‌توان توالی تشکیل سنگ‌های منطقه (شامل گرانودیوریت، مونزوگرانیت و رگه‌های آپلیت - پگماتیت) را به‌صورت زیر بیان کرد:

۱. رگه‌های آپلیت - پگماتیت توده‌های گرانودیوریت منطقه را قطع کرده‌اند؛ اما رگه‌های جوان‌تر درون مونزوگرانیت (یعنی رگه‌های آپلیت - پگماتیتی مرحله دوم) را قطع نکرده‌اند. بنابراین، پس از فاز گرانودیوریت‌زایی یک فاز آپلیت - پگماتیت‌زایی روی داده است. این فاز آپلیت - پگماتیت‌زایی که توسط فازهای ماگمایی بعدی (شامل مراحل مونزوگرانیت‌زایی، آپلیت‌زایی و پگماتیت‌زایی جوان‌تر) قطع شده است را می‌توان آپلیت - پگماتیت‌زایی **مرحله اول** نامید. گستردگی و تنوع کانی‌شناسی آپلیت - پگماتیت‌های مرحله اول بسیار محدودتر از مرحله بعدی است و ضخامت رگه‌ها در این مرحله معمولاً کمتر است؛

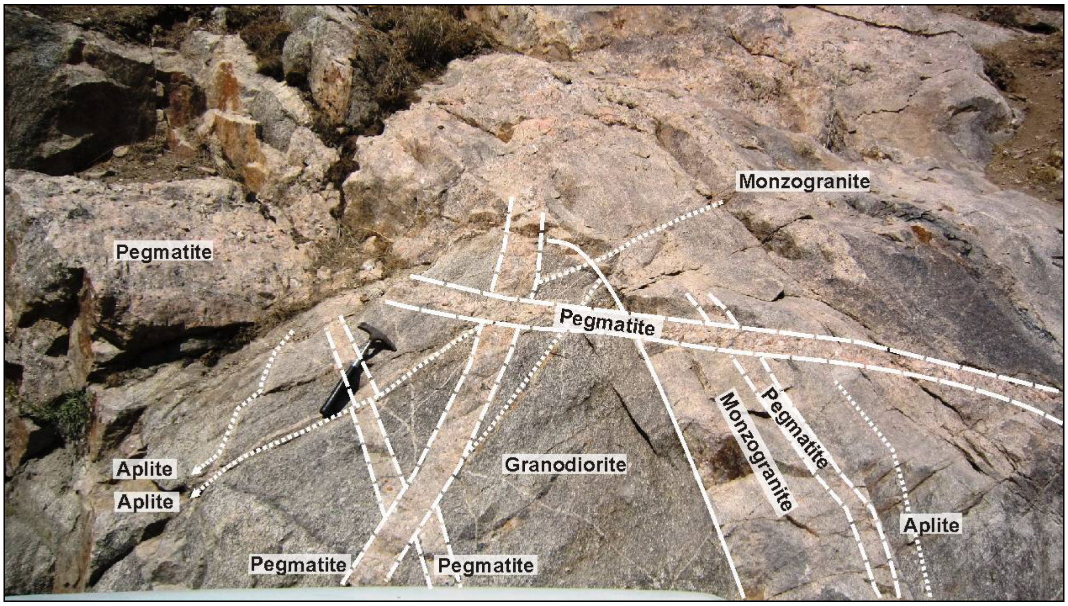
۲. در برخی از رخنمون‌ها رگه‌هایی از آپلیت با بافت دانه شکری و گسترش بالاتر نسبت به آپلیت‌های مرحله اول، رگه‌های مونزوگرانیتی و گرانودیوریتی را قطع کرده‌اند که نشان‌دهنده رویداد فاز آپلیت‌زایی **مرحله دوم** است؛

۳. در امتداد رگه‌های مونزوگرانیت (در درون یا در حاشیه‌ها آن‌ها) رگه‌هایی از پگماتیت دیده می‌شوند که تبلور هم‌زمان این فاز پگماتیت‌زایی با مونزوگرانیت‌زایی را نشان می‌دهند. رگه‌های پگماتیتی که در نهایت همه واحدهای ماگمایی قبلی را قطع کرده‌اند بیانگر آخرین فازهای پگماتیت‌زایی در منطقه هستند. این رگه‌ها با فرآیندهای تکتونیکی همراه بوده‌اند که موجب تشکیل شکستگی‌های متقاطع شده و پگماتیت‌ها به درون آن‌ها تزریق شده‌اند. به‌طوری‌که در بسیار نقاط جابه‌جایی رگه‌های قدیمی‌تر (مانند رگه‌های آپلیت - پگماتیتی مرحله اول، مونزوگرانیتی و رگه‌های آپلیت - پگماتیتی مرحله دوم) توسط این فاز پگماتیت‌زایی به‌خوبی دیده می‌شود. این فاز پگماتیت‌زایی را می‌توان فاز پگماتیت‌زایی **مرحله دوم** در منطقه دانست. در برخی نقاط، این مرحله از پگماتیت‌زایی به‌صورت رخنمون‌های وسیعی از پگماتیت ظاهر شده است که در حاشیه و دیواره حالت ریزدانه و در بخش‌های مرکزی درشت‌دانه هستند.



شکل ۲-۷- (A) مرز مشخص بین گرانودیوریت و مونزوگرانیت. گرانودیوریت دارای رگه‌های آپلیتی مرحله اول و دوم فراوان و متقاطع است؛ (B) مرز نامنظم رگه‌های بین گرانودیوریت و مونزوگرانیت و رگه‌ای از پگماتیت مرحله دوم که از درون مونزوگرانیت به درون گرانودیوریت راه یافته است (خط ممتد: مرز گرانیتوییدها، خط چین: مرز رگه پگماتیتی، نقطه‌چین: مرز رگه‌های آپلیتی)؛ (C) مرز نامنظم بین گرانودیوریت و مونزوگرانیت.

در شکل ۲-۸ رخنمونی از روابط صحرایی توده‌های نفوذی خواجه‌مراد و رگه‌های آپلیت - پگماتیت مشاهده می‌شود. نمونه‌برداری‌های صورت گرفته در این مطالعه بر روی آپلیت - پگماتیت‌های گارنت‌دار مرحله دوم بوده است که در آن‌ها کانی گارنت تشکیل شده و مرتبط با مونزوگرانیت‌زایی در منطقه خواجه‌مراد هستند.

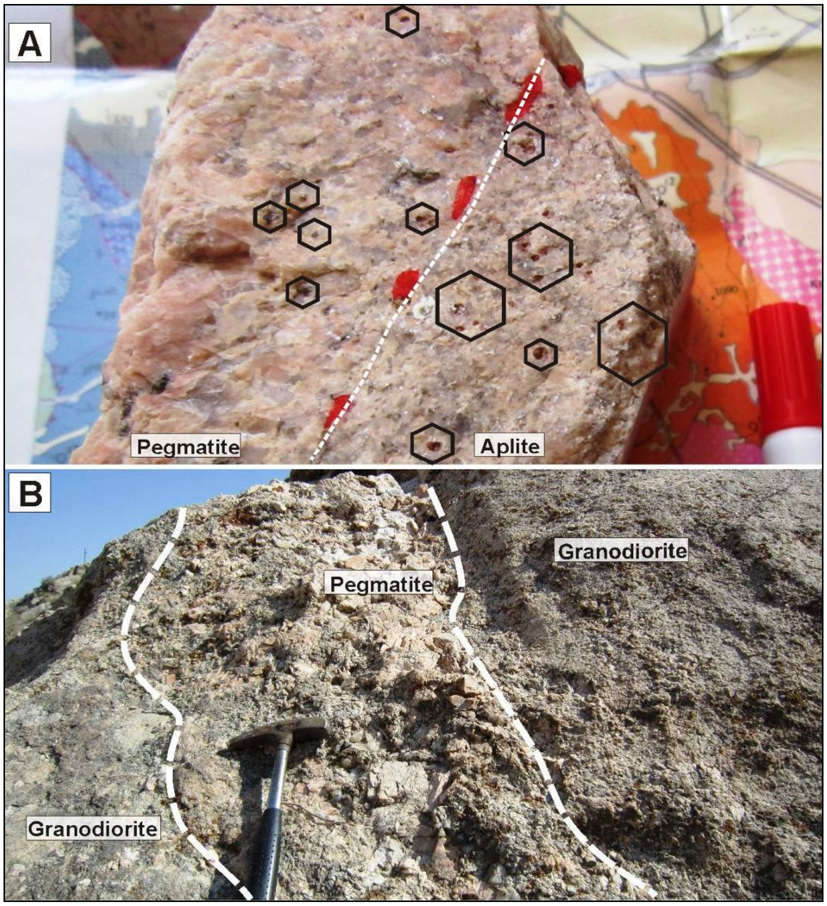


شکل ۲-۸- گرانودیوریت با رگه‌های آپلیتی فراوان که مونزوگرانیت (با مرز نامنظم) به درون آن تزریق شده است. رگه‌های پگماتیتی متعددی هر سه واحد سنگی مذکور را قطع کرده‌اند. وقوع برخی از رگه‌های پگماتیتی جوان‌تر که موجب جابه‌جایی رگه‌های پگماتیتی قبلی شده‌اند، بیانگر رویداد حوادث تکتونیکی در فاصله زمانی تشکیل آن‌ها است. گروهی از رگه‌های پگماتیتی نیز در امتداد و در درون رگه‌های مونزوگرانیتی قرار دارند (خط ممتد: مرز گرانیتوییدها، خط‌چین: مرز رگه پگماتیتی، نقطه‌چین: مرز رگه‌های آپلیتی).

۲-۷-۱-۱- ب- آپلیت‌های خواجه‌مراد

در توده خواجه‌مراد رگه‌های آپلیتی فراوانی رخنمون دارند. این رگه‌های آپلیتی روشن در مونزوگرانیت - گرانودیوریت‌ها با بافت دانه شکری نفوذ نموده‌اند. رخنمون رگه‌های آپلیتی دانه‌ریز بوده و گاه حالت چین‌خورده دارند و ضخامت آن‌ها ۰/۱ تا چندین سانتی‌متر است (شکل ۲-۷ و ۲-۸).

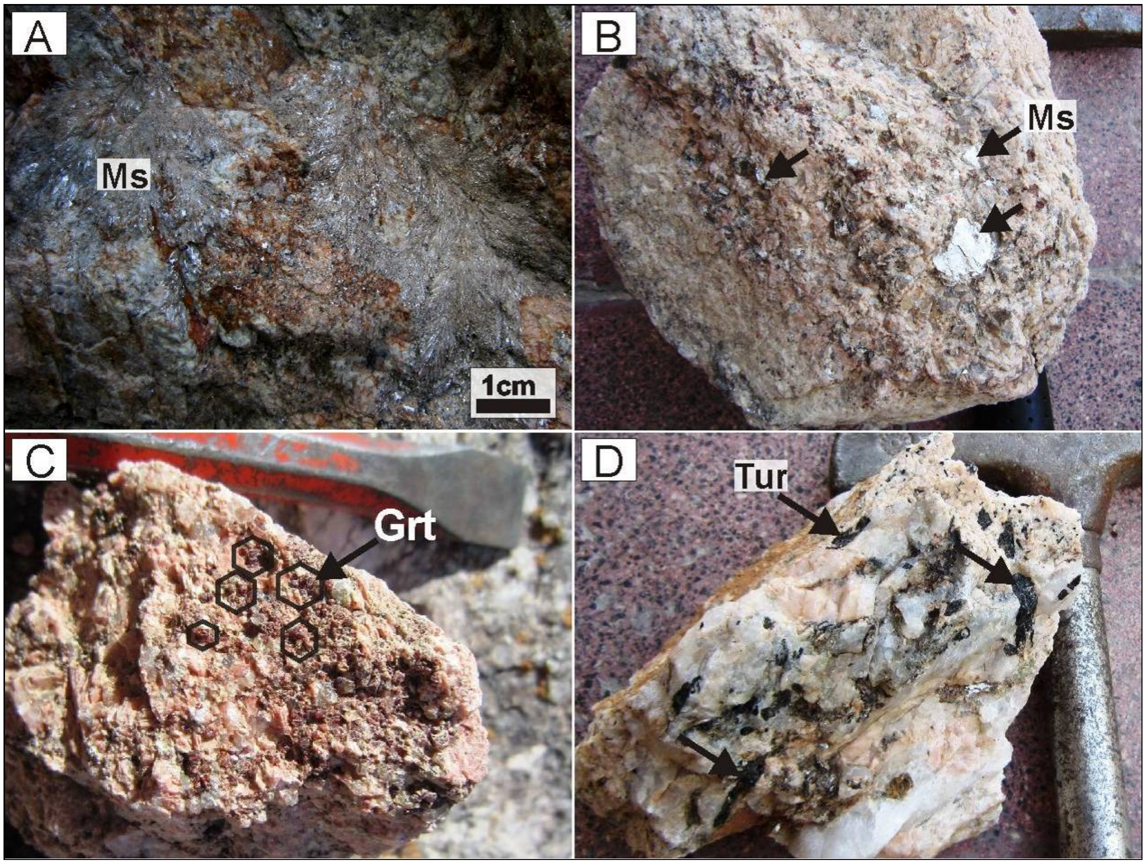
همان‌گونه که به آن اشاره شد، سن نسبی بر اساس توالی قطع شدن رگه‌ها و ترکیب کانی‌شناسی آپلیت‌ها، بیانگر حداقل دو مرحله آپلیت‌زایی است، به‌طوری‌که رگه‌های آپلیتی قدیمی‌تر با کانی‌شناسی ساده شامل فلدسپار و کوارتز صرفاً در گرانودیوریت‌ها حضور دارند و رگه‌های مرحله دوم آپلیت‌زایی، با کوارتز، فلدسپار، میکا، گارنت (± تورمالین) مشاهده می‌شوند که این امر با قوانین تبلور توده‌های نفوذی تطبیق دارد. در شکل ۲-۹-A تصویری از نمونه‌دستی یک رگه آپلیت - پگماتیت در کنار هم آورد شده است که در آن بلورهای ریز گارنت با رنگ تیره و قهوه‌ای مشخص هستند.



شکل ۲-۹- (A) نمونه‌دستی از یک رگه پگماتیتی در مجاورت رگه آپلیتی که در آن بلورهای ریز گارنت با رنگ تیره و قهوه‌ای مشخص هستند؛ (B) رخنمونی از یک رگه پگماتیتی درون گرانودیوریت، به ضخامت کمتر از یک متر با فلدسپارهای درشت‌بلور.

۲-۷-۱-۱- پ- پگماتیت‌های خواجه‌مراد

به‌طور غالب پگماتیت‌ها جوان‌ترین توده‌های نفوذی در این کمربند بوده و به حالت شبکه‌ای، توده‌های قدیمی‌تر را قطع کرده‌اند. در حقیقت، فعالیت ماگمایی توانسته است گرانودیوریت و مونزوگرانیت‌ها را تحت تأثیر قرار داده و در نهایت سبب تشکیل رگه‌های پگماتیتی در درون شکستگی‌ها شود. پگماتیت‌ها به‌صورت رگه‌هایی با پهنایی در حدود چند سانتی‌متر تا بیشتر از ۱۰ متر رخنمون دارند (شکل ۲-۸ و ۲-۹-B) و منطقه‌بندی کانی‌شناسی و بافتی در آن‌ها دیده می‌شود (در قسمت مرکزی درشت بلور و در حاشیه‌ها دانه‌ریزتر). رخنمون اصلی این پگماتیت‌ها که در کوه خواجه‌مراد دیده می‌شود شامل کوارتز، پتاسیم فلدسپار صورتی‌رنگ، مسکوویت به‌صورت صفحه‌ای (شکل ۲-۱۰-B) و پر مانند (شکل ۲-۱۰-A) و در بعضی نقاط دارای کانی‌های گارنت (شکل ۲-۹-A و ۲-۱۰-C) و تورمالین (شکل ۲-۱۰-D) است. گارنت‌ها در پگماتیت‌های مرحله دوم با فلدسپار فراوان مشاهده می‌شوند.



شکل ۲-۱۰- در برخی رخنمون‌های پگماتیت، علاوه بر بلورهای درشت فلدسپار و کوارتز، بلورهای مسکوویت، گارنت و تورمالین نیز به‌خوبی مشاهده می‌شوند. (A) مسکوویت‌ها با تجمعاتی به‌صورت پر مانند؛ (B) پگماتیت با مسکوویت صفحه‌ای فراوان و فلدسپارهای صورتی درشت‌بلور؛ (C) گارنت و فلدسپار فراوان؛ (D) تورمالین.

از نظر ساختمان داخلی، پگماتیت‌های خواجه‌مراد شامل انواع ساده و پیچیده هستند. رگه‌های باریک‌تر از انواع ساده و بدون منطقه‌بندی کانی‌شناسی هستند که عموماً در پگماتیت‌زایی مرحله اول مرتبط با گرانودیوریت منطقه است، اما رگه‌های ضخیم‌تر در پگماتیت‌های مرحله دوم دارای ساختمان پیچیده‌ای هستند (شکل ۲-۱۱-D). پگماتیت‌های پیچیده از بخش‌های دیواره، میانی و هسته تشکیل شده‌اند که در فصل‌های آینده به آن اشاره بیشتری خواهد شد؛ اما باید توجه داشت که در یک پگماتیت پیچیده لزوماً همه این بخش‌ها وجود ندارد. در منطقه خواجه‌مراد نیز در برخی رخنمون‌ها می‌توان برخی از این ساختارها را مشاهده کرد.

بر اساس مطالعات، رگه‌های پگماتیتی مرحله دوم که مرتبط با مونزوگرانیت‌ها هستند از نظر سنی جدیدتر از آپلیت‌های مرحله دوم مرتبط با مونزوگرانیت‌ها هستند زیرا در بسیاری نقاط این رگه‌های پگماتیتی، آپلیت‌های مذکور را قطع و یا جابه‌جا کرده‌اند (شکل ۲-۸).

رگه‌های پگماتیتی درون مونزوگرانیت و گرانودیوریت‌های خواجه‌مراد را بر اساس کانی‌شناسی می‌توان به چهار گروه عمده دسته‌بندی کرد (جدول ۲-۲):

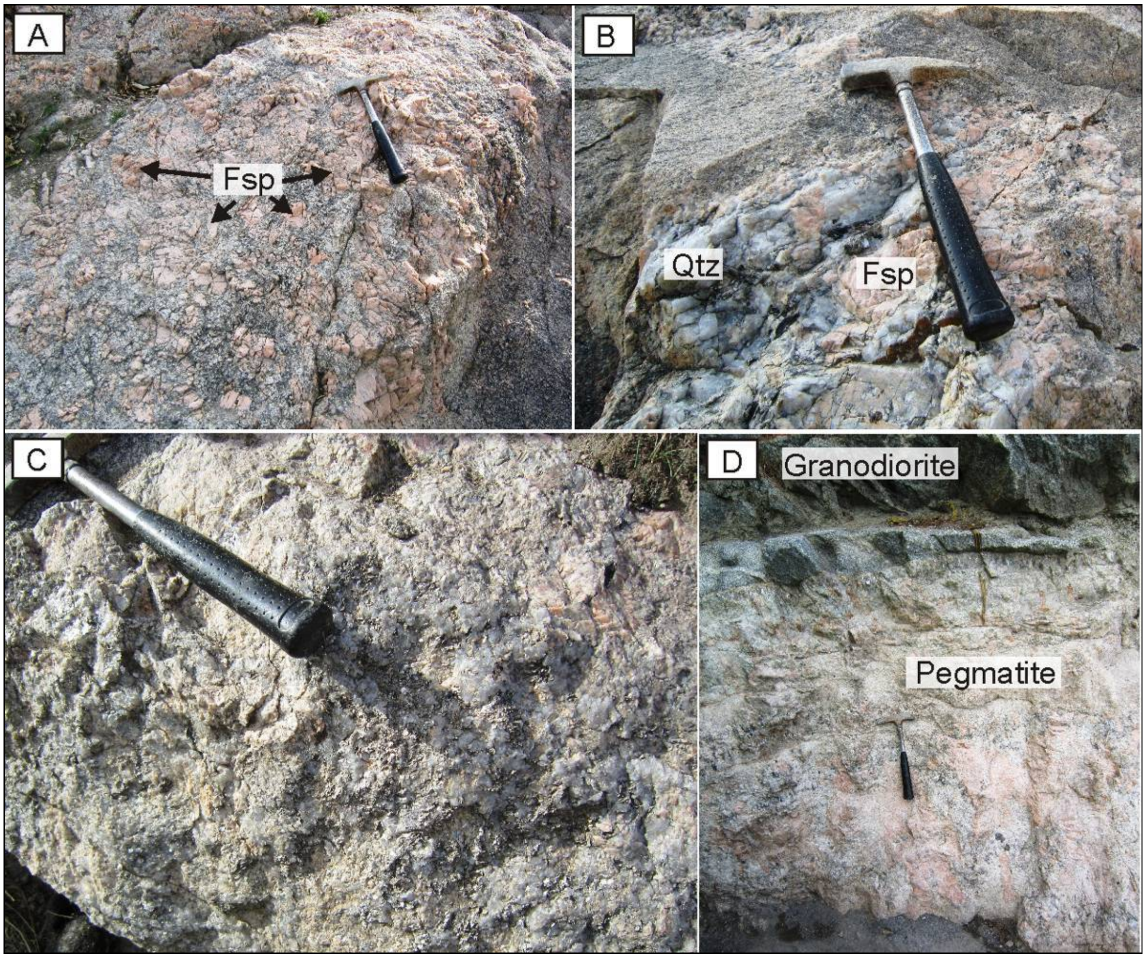
- **گروه اول** که درون گرانودیوریت‌ها مشاهده می‌شوند و شامل ۵-۱۰ درصد حجمی کوارتز، ۳۰-۴۰ درصد حجمی آلکالی فلدسپار، ۳۰-۴۰ درصد حجمی پلاژیوکلاز، ۵-۱۰ درصد حجمی مسکوویت و ± بیوتیت هستند (شکل ۲-۱۰-A)؛
- **گروه دوم** که درون مونزوگرانیت‌ها مشاهده می‌شوند و شامل ۱۰-۲۰ درصد حجمی کوارتز، ۳۰-۴۰ درصد حجمی آلکالی‌فلدسپار، ۲۰-۳۰ درصد حجمی پلاژیوکلاز، ۵-۱۰ درصد حجمی مسکوویت و ± بیوتیت، گارنت و تورمالین هستند (شکل ۲-۱۰-B)؛
- **گروه سوم** که درون مونزوگرانیت‌ها مشاهده می‌شوند و شامل ۲۰-۳۰ درصد حجمی کوارتز، ۵-۱۰ درصد حجمی آلکالی‌فلدسپار، ۳۰-۴۰ درصد حجمی پلاژیوکلاز، ۱۵-۲۰ درصد حجمی مسکوویت و ± بیوتیت هستند (شکل ۲-۱۰-C)؛
- **گروه چهارم** که درون مونزوگرانیت‌ها مشاهده می‌شوند و شامل ۲۰-۳۰ درصد حجمی کوارتز، ۳۰-۴۰ درصد حجمی آلکالی‌فلدسپار، ۱۰-۲۰ درصد حجمی پلاژیوکلاز، ۵-۱۰ درصد حجمی مسکوویت و ± بیوتیت، گارنت و تورمالین هستند (شکل ۲-۱۰-D).

در شکل ۲-۱۱ تصاویری از رخنمون چهار گروه پگماتیتی منطقه خواجه‌مراد آورده شده است.

جدول ۲-۲- دسته‌بندی پگماتیت‌های درون مونزوگرانیت و گرانودیوریت‌های خواجه‌مراد بر اساس کانی‌شناسی.

پگماتیت	کوارتز ٪	فلدسپار آلکالی ٪	مسکوویت ٪	پلاژیوکلاز ٪	سایر کانی‌ها	میزبان
نوع اول	۵ تا ۱۰	۳۰ تا ۴۰	۵ تا ۱۰	۳۰ تا ۴۰	بیوتیت	گرانودیوریت
نوع دوم	۱۰ تا ۲۰	۳۰ تا ۴۰	۵ تا ۱۰	۲۰ تا ۳۰	بیوتیت و تورمالین و گارنت	مونزوگرانیت
نوع سوم	۲۰ تا ۳۰	۵ تا ۱۰	۱۵ تا ۲۰	۳۰ تا ۴۰	بیوتیت	مونزوگرانیت
نوع چهارم	۲۰ تا ۳۰	۳۰ تا ۴۰	۵ تا ۱۰	۱۰ تا ۲۰	بیوتیت، گارنت و تورمالین	مونزوگرانیت

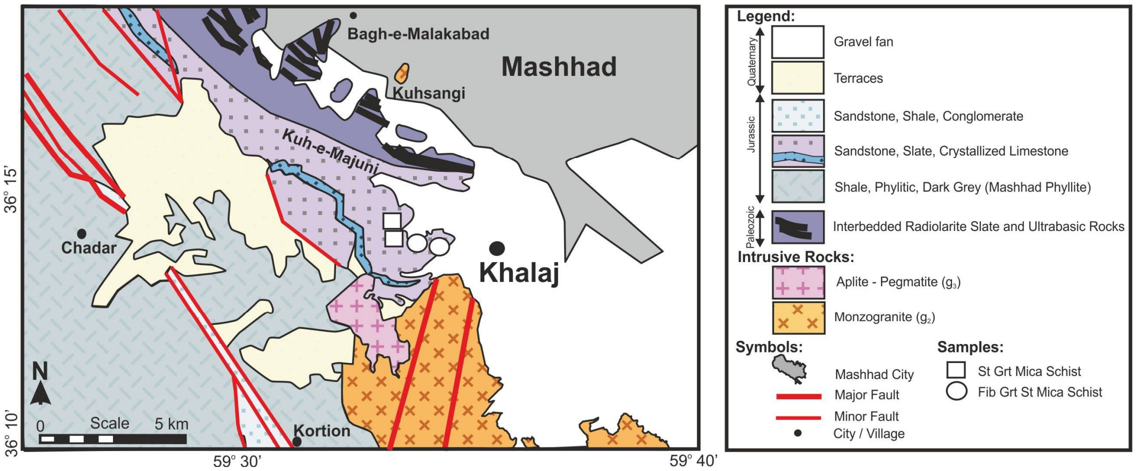
به‌طور کلی، مطالعه پگماتیت‌ها برای پی‌جویی کانی‌های قیمتی مناسب بوده و کلیدی برای یافتن منابع اقتصادی بریل، تورمالین، توپاز و دیگر کانی‌ها است. در مطالعات خلیلی (۱۹۷۷) و خواجه‌بیدختی (۱۳۸۸) به حضور بریل و کلمبیت در بخش‌های محدودی از خواجه‌مراد اشاره شده است. از این‌رو، پگماتیت‌های منطقه از عناصر Be، Nb، Ta و Li غنی هستند. در قسمت‌هایی که پگماتیت‌ها خیلی دانه درشت هستند، ورقه‌های میکا در داخل فلدسپارها و در بین بلورهای دیگر قرار دارد.



شکل ۲-۱۱- پگماتیت‌های خواجه‌مراد از نظر کانی‌شناسی: (A) **گروه اول** با فلدسپارهای آلکالی صورتی‌رنگ درشت و فراوان؛ (B) **گروه دوم** با کوارتز و آلکالی فلدسپار درشت‌بلور و صورتی‌رنگ فراوان؛ (C) **گروه سوم** با کوارتز، پلاژیوکلاز و مسکوویت‌های فراوان؛ (D) **گروه چهارم** که گاه ضخامت آن به چندین متر نیز می‌رسد و مسکوویت‌های درون آن‌ها مانند شکل ۲-۹-A به‌صورت پر مانند متبلور شده‌اند.

۲-۷-۲- جایگاه زمین‌شناسی خلج

منطقه خلج در حدود ۵ کیلومتری جنوب‌غربی مشهد، بین کوه‌های بینالود و هزار مسجد، در محدوده‌ای بین طول‌های جغرافیایی ۳۰´ °۵۹ تا ۳۷´ °۵۹ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۱۱´ °۳۶ تا ۱۸´ °۳۶ شمالی و در اطراف کوه معجونی واقع شده و نام آن برگرفته از نام روستای خلج است (شکل ۲-۱۲). راه ارتباطی به این منطقه مسیر آسفالته مشهد - خلج است (شکل ۱-۲).



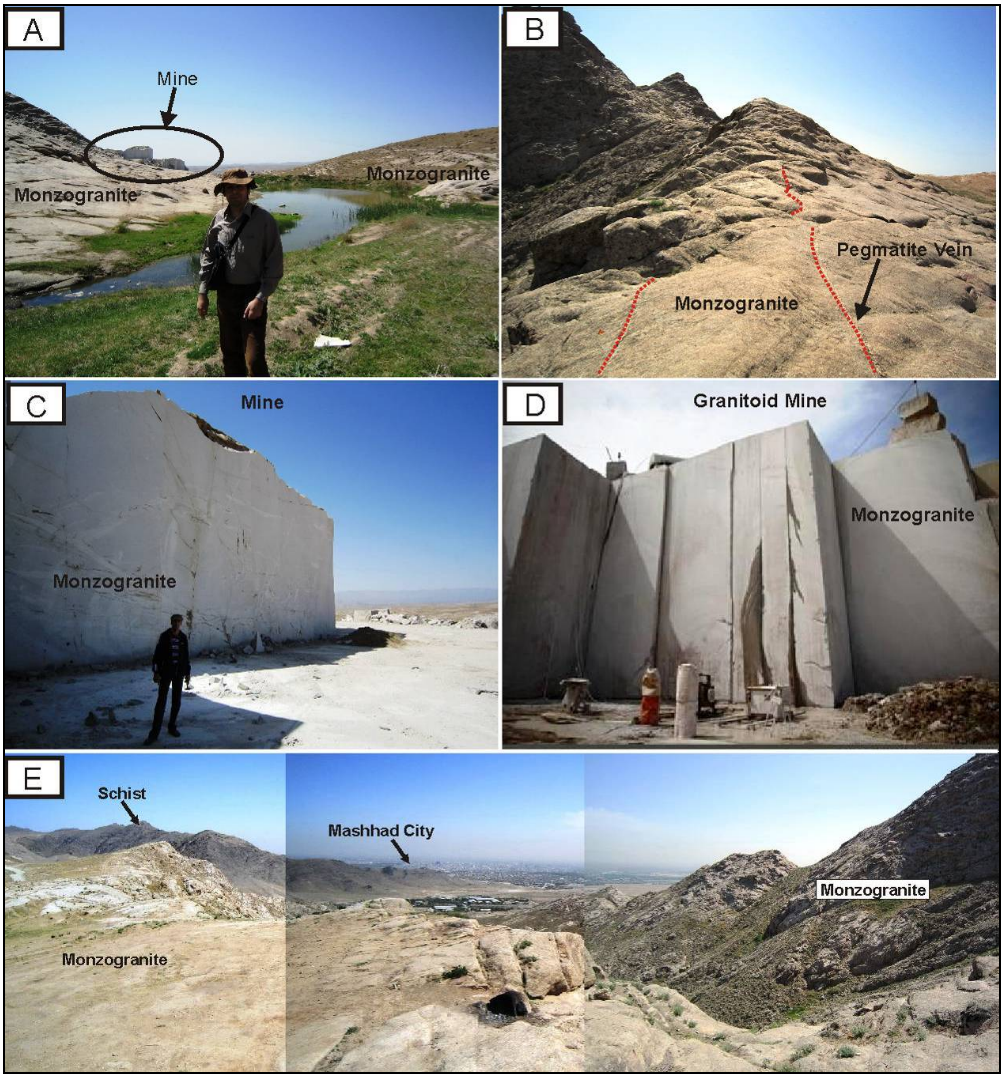
شکل ۲-۱۲- نقشه زمین‌شناسی و موقعیت مجموعه دگرگونی مشهد (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ورقه مشهد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، با تغییرات). سنگ‌های دگرگونی مورد مطالعه منطقه خلج در جنوب‌شرقی کوه معجونی قرار دارند.

منطقه مورد مطالعه در شمال غرب خلج، بخشی از MMC است که با روند شمال‌غربی - جنوب شرقی در زون درزشدگی با ورقه توران در شمال و شمال‌شرقی بلوک ایران قرار دارد و از نظر سنگ‌شناسی شامل انواع سنگ‌های آذرین و رسوبی دگرگون شده (در پرمین و تریاس) و سنگ‌های آذرین دگرگون نشده است. سنگ‌های آذرین و رسوبی اولیه تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای قرار گرفته‌اند، که سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای از قبیل اسلیت و فیلیت، کوارتزیت، مرمر و سنگ‌های اولترامافیک دگرگون‌شده را شامل می‌شود. سنگ‌های دگرگونی دیگر از قبیل شیست لکه‌دار، میکاشیست، کلریتویید شیست، کلریتویید گارنت شیست، گارنت شیست، گارنت استارولیت شیست و آمفیبولیت نیز در منطقه یافت می‌شوند. اسلیت، فیلیت، شیست و ماسه‌سنگ با ریخت‌شناسی تپه‌ماهوری هستند که به‌دلیل فراوانی میکا در این سنگ‌ها از درخشندگی خاصی برخوردار هستند. از سنگ‌های آذرین دگرگون نشده منطقه خلج می‌توان به توده نفوذی گرانیتوییدی جنوب مشهد و رگه‌های آپلیت - پگماتیتی اشاره کرد. در منطقه خلج، فاز گرانیتوییدی قدیمی‌تر شامل توده‌های گرانودیوریتی (GD) پراکنده و کوچک‌تر است اما فاز دوم که شامل مونزوگرانیت‌های جوان‌تر (MG) است، در محدوده‌ای به‌طول ۱۵ و عرض ۱۰ کیلومتر در جنوب خلج گسترده شده‌اند. در این مطالعه با توجه به حضور گارنت، تنها متاپلیت‌های گارنت‌دار (شیست‌ها) و پگماتیت‌های درون مونزوگرانیت منطقه مورد بررسی قرار گرفتند تا با مقایسه گارنت سنگ‌های آذرین سایر مناطق (خواجه‌مراد و ده‌نو) با گارنت پگماتیت‌ها و سنگ‌های دگرگونی خلج (و نیز شیست‌های گارنت‌دار ده‌نو) شیمی و خاستگاه‌های مختلف گارنت بررسی شود.

۲-۷-۲-۱- مطالعات صحرایی بر روی سنگ‌های آذرین خلج

از جمله سنگ‌های آذرین منطقه توده‌های اولترامافیک افیولیتی (پریدوتیت‌های دگرگون و

سرپانتینیتی) در شمال غربی است. در جنوب‌شرقی محدوده مورد مطالعه مونزوگرانیت g_2 قرار دارد (شکل ۲-۱۳-A تا E).



شکل ۲-۱۳- (A) رخنمون مونزوگرانیت در منطقه خلج و معدن سنگ آستان قدس رضوی؛ (B) تزریق و تشکیل رگه‌های پگماتیت در مونزوگرانیت خلج؛ (C) (D) معدن گرانیت آستان قدس رضوی که در حال استخراج مونزوگرانیت‌های منطقه است؛ (E) چشم‌انداز گسترده‌ای از مونزوگرانیت به رنگ روشن و شیست‌های منطقه که به‌صورت رخنمون مرتفع و تیره در جنوب شهر مشهد دیده می‌شوند.

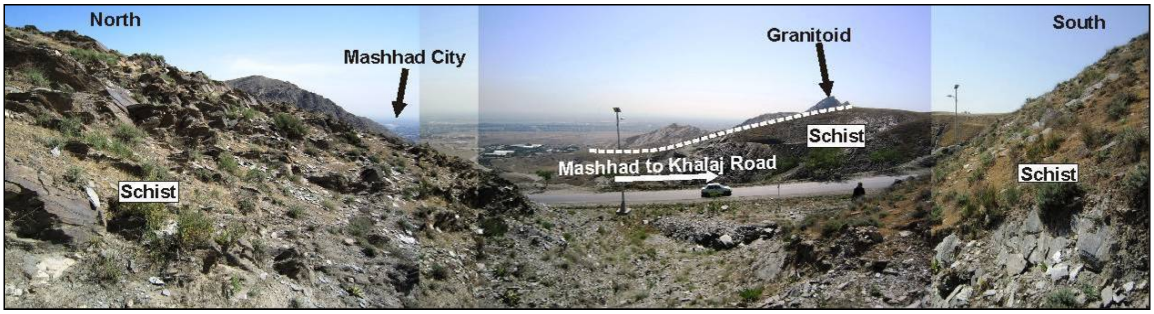
در برخی قسمت‌ها، رگه‌های پگماتیتی توده مونزوگرانیتی را قطع کرده‌اند (شکل ۲-۱۳-B). معادن سنگ گرانیت در جنوب و جنوب شرقی مشهد به‌صورت باریکه‌ای طویل به طول ۴۰ کیلومتر و عرض ۱۰ کیلومتر گسترش یافته‌اند که بیشتر معادن سنگ گرانیت مشهد در محدوده منطقه خلج است (شکل ۲-۱۳-C و D). با توجه به نبود گارنت در مونزوگرانیت‌های خلج، این توده از الویت‌های مطالعاتی این پژوهش قرار نگرفت اما رگه‌های پگماتیتی درون آن‌ها به دلیل دارا بودن گارنت بررسی شدند.

۲-۷-۲-۲- مطالعات صحرایی بر روی متاپلیت‌های خلج

سـنگ‌های دگرگـونی ایـن منطقـه کـه بخـش وسـیعی را در برگرفته‌انـد حاصـل دگرگـونی رسـوبات آرژیلیتـی یـا غنـی از رس هسـتند. بـر اسـاس طبقه‌بنـدی سـنگ‌هـای دگرگـونی منطقـه خلـج و تـوده نفـوذی پیرامـون آن، تخمـین دمـای منطقـه‌ای و تعیـین حـدود رخسـاره‌های دگرگـونی توسـط داورپنـاه (۱۳۷۶) و اعلمی‌نیـا (۱۳۸۶)، دو مرحلـه دگرگـونی ناحیـه‌ای و یـک مرحلـه دگرگـونی مجـاورتی حاصل از نفوذ توده گرانیتی را در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد.

بـر اسـاس مطالعـات رضـوی و همکـاران (۲۰۰۸)، در نزدیکـی روسـتای خلـج، شـدت دگرگـونی ناحیـه‌ای از اسـلیت تـا گارنـت اسـتارولیت میکاشیسـت افـزایش می‌یابـد و زون‌هـای ایـن دگرگـونی عبارت‌انـد از: (۱) زون بیوتیـت: ایـن زون بـا ظهـور بیوتیـت در متاپلیت‌هـا مشـخص می‌شـود و شـامل مجموعـه کانی‌هـای کلریـت + بیوتیـت + مسـکوویت + کـوارتز ± اکسـیدهای آهـن ± کلسـیت اسـت؛ (۲) زون گارنـت: ایـن زون در جنوب‌شـرقی MMC دیـده می‌شـود و غنـی از گارنـت آلمانـدین اسـت. کانی‌شناسـی ایـن زون از میکاشیسـت‌های زون بیوتیـت متفـاوت بـوده و برگ‌وارگـی مشـخص‌تـری دارنـد. ایـن زون به‌وسـیله مجموعـه کانی‌هـای گارنـت + بیوتیـت + مسـکوویت + کـوارتز ± کلریـت قابـل تشـخیص اسـت؛ (۳) زون اسـتارولیت: ایـن زون بیـانگر بـالاترین درجـه دگرگـونی در منطقـه است که شامل مجموعه کانی‌شناسی استارولیت + بیوتیت + مسکوویت + کوارتز ± گارنت است.

در شـکل ۲-۱۴ چشـم‌اندازی از رخنمـون شیسـت‌ها در امتـداد غـرب جـاده مشـهد - خلـج دیـده می‌شـود. نمونـه‌برداری‌های ایـن تحقیـق در منطقـه خلـج تنهـا بـر روی متاپلیت‌هـای گارنـت‌دار انجـام شـد. نمونـه‌برداری بـه‌منظور مطالعـه گارنـت از فیبرولیـت گارنـت اسـتارولیت میکاشیسـت، گارنـت اسـتارولیت میکاشیسـت و اسـتارولیت گارنـت میکاشیسـت بـه‌ترتیـب در امتـداد شـمال‌غرب تـا جنـوب‌شـرقی کـوه معجـونی در شـمال‌غرب منطقـه خلـج و در امتـداد مجموعـه دگرگـونی مشـهد صـورت گرفـت (شـکل ۲-۱۲). نمونـه فیبرولیـت گارنـت اسـتارولیت میکاشیسـت در فاصلـه نسـبتاً نزدیـک‌تری بـه تـوده نفـوذی مـونزوگرانیتی برداشـت شـده و پـس از آن به‌سـمت غـرب بـه‌ترتیب نمونـه‌های گارنـت اسـتارولیت میکاشیسـت و اسـتارولیت گارنـت میکاشیسـت در فاصلـه بیشـتری نسـبت بـه تـوده نفـوذی قـرار دارنـد. سـایر نمونـه‌برداری‌ها در ایـن منطقـه، شـامل نمونـه‌برداری از رگـه پگماتیتی درون توده نفوذی و هورنفلس، در مرز بین شیست‌ها و توده نفوذی است.



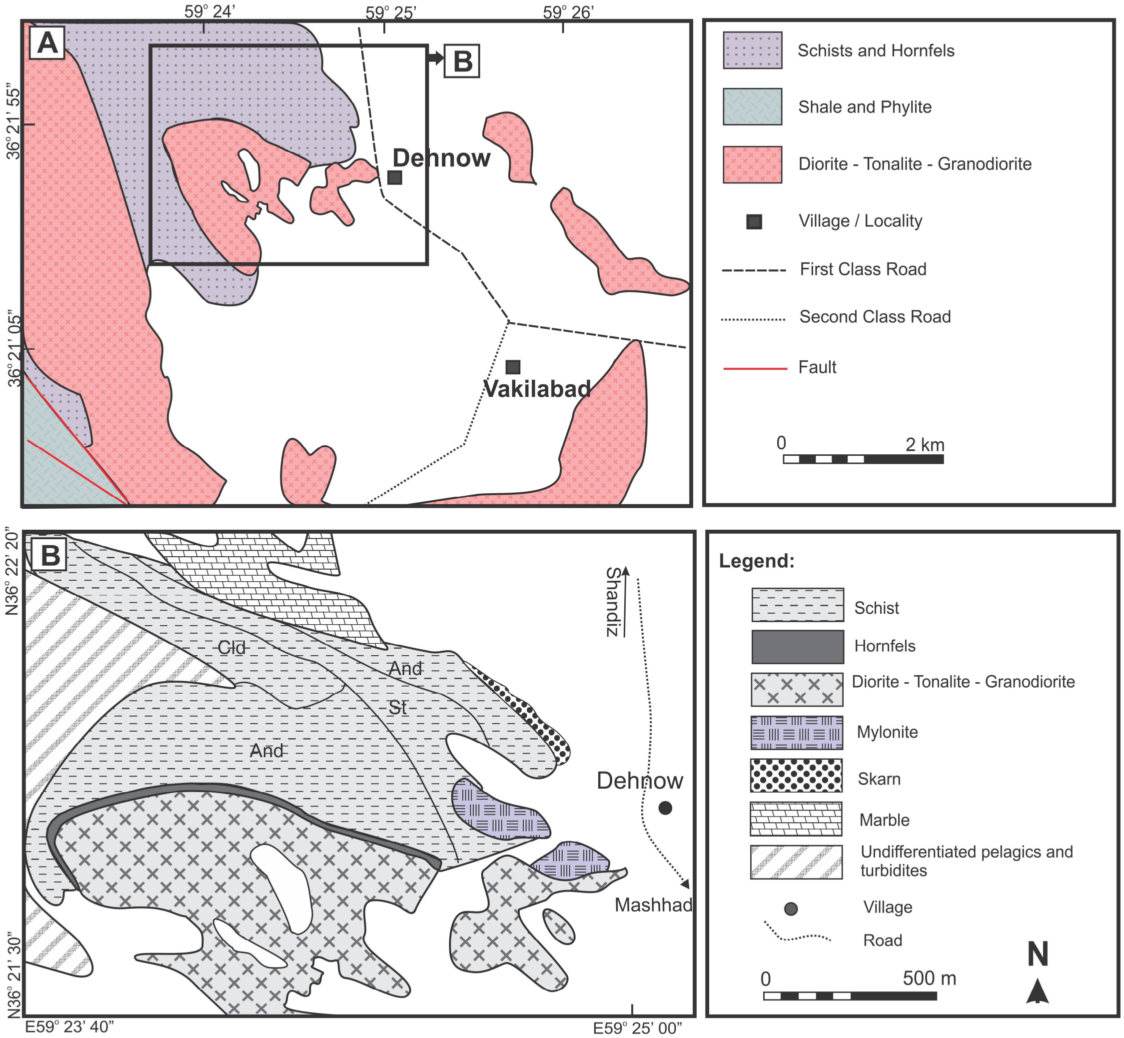
شکل ۲-۱۴- چشم‌اندازی از شیست‌های منطقه خلج در جنوب غربی شهر مشهد.

۲-۷-۳- جایگاه زمین‌شناسی ده‌نو

منطقه ده‌نو در ۵ کیلومتری شمال‌غربی شهر مشهد و در بین طول‌های جغرافیایی ´۲۲ °۵۹ تا ´۲۶ °۵۹ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ´۲۰ °۳۶ تا ´۲۲ °۳۶ شمالی، در محدوده زون ساختاری بینالود و در امتداد شرقی سلسله جبال البرز قرار دارد. واحدهای اصلی سنگی موجود دارای برون‌زد در ناحیه مورد مطالعه به مساحت تقریباً دو کیلومترمربع شامل واحد دیوریت - تونالیت - گرانودیوریت و هورنفلس - شیست‌های پیرامون آن هستند (شکل ۲-۱۵).

واحد سنگی آذرین مورد مطالعه در ده‌نو، بخشی از برون‌زدهای ناپیوسته از توده‌های گرانیتوییدی مشهد محسوب می‌شود. رخنمون‌های این توده در این منطقه پراکنده بوده و بخش زیادی از آن‌ها، به‌ویژه در مرکز توده، توسط رسوبات مخروط افکنه گراول کواترنری پوشیده شده‌اند (صمدی و همکاران، ۲۰۱۴a). در شمال توده می‌توان آثار نفوذ آن به درون میکاشیست‌ها را به‌صورت تشکیل لایه‌ای از هورنفلس مشاهده کرد.

به عقیده کریم‌پور و همکاران (۲۰۰۶)، هورنبلندبیوتیت تونالیت‌های ده‌نو قدیمی‌ترین سنگ‌های نفوذی تزریق شده در داخل دگرگونی‌ها و فلیش‌های منطقه هستند که بعد از اولین دگرگونی ناحیه‌ای و قبل از اواخر تریاس - اوایل ژوراسیک جای‌گیری یافته‌اند. درحالی‌که کریم‌پور و همکاران (۲۰۱۰) این توده را از نوع گرانیتوییدهای نوع S می‌دانند، اما صمدی و همکاران (۲۰۱۰) و صمدی و شیردشت‌زاده (۲۰۱۱) با توجه به داده‌های ایزوتوپی موجود، عناصر اصلی و کمیاب، این سنگ‌ها را از نوع گرانیتوییدهای نوع I و حاصل تبلور از یک مذاب با منشأ پوسته زیرین معرفی نمودند. بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی تشکیل این گرانیتوییدها عمدتاً به فازهای پس از کوهزایی (POG) نسبت داده شده‌اند (صمدی، ۱۳۸۷). مطالعات میرنژاد و همکاران (۲۰۱۳) و صمدی و همکاران (۲۰۱۴a) نیز نشان داد که این توده را دارای ماهیت گرانیتوییدهای کالک‌آلکالن پتاسیم متوسط، متاآلومینوس تا پرآلومینوس نوع I و دما پایین و از نوع گرانیت‌های کالدونین مرتبط با محیط برخورد است.

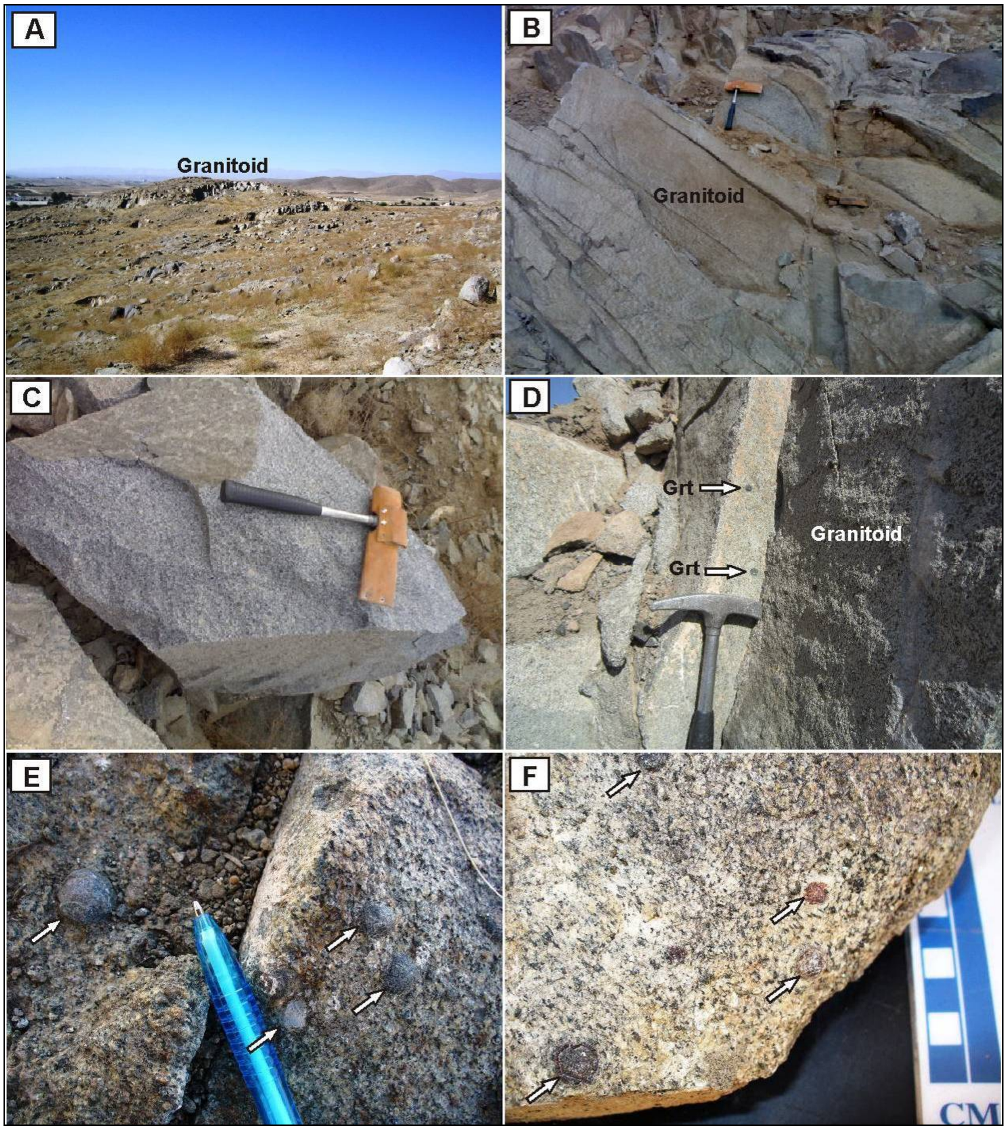


شکل ۲-۱۵- (A) نقشه زمین‌شناسی ساده منطقه دهنو - وکیل‌آباد؛ (B) نقشه زمین‌شناسی و واحدهای سنگی آذرین و دگرگونی در محدوده غرب دهنو که به‌صورت مربع در شکل ۲-۱۵-A مشخص شده‌اند.

۲-۷-۳-۱- مطالعات صحرایی بر روی گرانیتویید دهنو

مطالعه سنگ‌نگاری سنگ‌های آذرین به‌منظور شناخت بهتر کانی‌ها و تغییراتی که احتمالاً در سنگ‌های دگرگونی پیرامون خود ایجاد نموده‌اند، انجام می‌پذیرد. توده آذرین مزوزوییک دهنو با ابعاد نزدیک به یک کیلومتر در دو کیلومتر به‌صورت توده نفوذی مجزایی در غرب دهنو مشاهده می‌شود. این توده نفوذی با رنگ خاکستری روشن در زون محوری چین‌های نسل دوم (معزلسکو و پلیمر، ۱۹۸۰) در سنگ‌هایی با درجه دگرگونی کم تا بالا و سنگ‌های غالباً میکاشیستی و در مواردی کربناته جایگیری یافته است (شکل ۲-۱۵). گارنت یکی از کانی‌های فرعی موجود در گرانیتویید دهنو است که در نمونه دستی این کانی از نظر ابعاد به قطر یک تا دو سانتی‌متر می‌رسد (شکل ۲-۱۶)، البته در نمونه‌های میکروسکوپی گارنت‌هایی با

اندازه‌های کوچک‌تر نیز قابل مشاهده است.



شکل ۲-۱۶- (A) نمایی از توده نفوذی کم ارتفاع منطقه ده‌نو؛ (B) نمایی از سنگ‌های گرانیتوییدی منطقه ده‌نو که به رنگ خاکستری و دانه متوسط با فولیاسون ضعیف هستند؛ (C) گرانیتویید ده‌نو؛ (D) (E) (F) گارنت‌های درشت دانه درون گرانیتویید ده‌نو.

۲-۷-۳-۲- مطالعات صحرایی بر روی سنگ‌های دگرگونی ده‌نو

در سمت شمال و شمال غرب توده نفوذی ده‌نو، رخنمونی از شیست‌ها با عارضه‌نگاری برجسته‌تر نسبت به توده نفوذی قرار دارند. بر اساس مطالعه حاضر، سنگ‌های دگرگونی منطقه ده‌نو را اسلیت، فیلیت، گارنت میکاشیست، فیبرولیت گارنت میکاشیست، گارنت کلریتویید شیست، آندالوزیت گارنت میکاشیست، استارولیت آندالوزیت گارنت شیست، هورنفلس، مرمر، کوارتزیت و اسکارن تشکیل می‌دهند. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای منطقه ده‌نو شامل شیست‌های ریزدانه خاکستری تا سیاه‌رنگ هستند که به‌دلیل حضور

میکای فراوان برگ‌وارگی مشخصی پیدا نموده‌اند. کانی‌های شاخص دگرگونی در این سنگ‌ها استارولیت، کلریتویید، سیلیمانیت (فیبرولیت) و گارنت در اندازه‌های مختلف هستند. گارنت شیست نسبت به گارنت کلریتویید شیست در فاصله نزدیک‌تری از توده گرانیتوییدی ده‌نو قرار گرفته است (شکل ۲-۱۵-B). البته در فاصله مرزی بین این شیست‌ها با حاشیه توده گرانیتوییدی ده‌نو، باریکه‌ای از فیبرولیت هورنفلس‌های گارنت و آندالوزیت‌دار دیده می‌شود. سنگ‌های دگرگونی ده‌نو در سه گروه کلی شیست‌ها، هورنفلس و اسکارن قابل بررسی هستند. البته در این تحقیق منحصراً به بررسی گارنت کلریتویید شیست، آندالوزیت گارنت میکاشیست، فیبرولیت گارنت میکاشیست، هورنفلس گارنت‌دار و اسکارن دارای گارنت منطقه بسنده شده است.

مجموعه‌های دگرگونی که در ده‌نو رخنمون دارند به‌ترتیب از سمت توده گرانیتوییدی عبارت‌اند از:

(الف) سنگ‌های دگرگونی مجاورتی: تنها شاهد واضح دگرگونی مجاورتی حضور یک مجموعه دگرگونی شامل اسکارن و فیبرولیت‌هورنفلس در حاشیه توده نفوذی است؛

(ب) سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای: در منطقه ده‌نو این سنگ‌ها بر اساس مطالعات شامل اسلیت، فیلیت، شیست‌های لکه‌دار، کلریتویید شیست، گارنت میکاشیست، آندالوزیت میکاشیست، استارولیت آندالوزیت گارنت میکاشیست و استارولیت آندالوزیت میکاشیست هستند. دگرشکلی و ارتباط آن با تبلور کانی‌های دگرگونی در منطقه توسط معین‌وزیری و همکاران (۱۳۸۴) و هاتفی (۱۳۸۲) بررسی شده و حداقل سه فاز اصلی دگرشکلی معرفی شده است. در اولین مرحله دگرگونی، سنگ‌های پلیتی و رسوبی منطقه در حد رخساره شیست‌سبز دگرگون شده که برگ‌وارگی S_1 را ایجاد نموده است و کانی‌های کلریت، مسکوویت و بیوتیت در جهت S_1 جهت یافته شده‌اند. دومین مرحله دگرگونی از مرحله اول شدیدتر بوده و سنگ‌ها را در حد رخساره آمفیبولیت دگرگون کرده است و برگ‌وارگی S_2 را در منطقه به‌وجود آورده است، در این مرحله گارنت، آندالوزیت، کلریتویید و استارولیت‌های سین‌تکتونیک تشکیل شده‌اند. این مرحله متقارن با گرانیت‌زایی است و به دنبال آن دگرگونی پس‌رونده[59] که ناشی از فعالیت‌های گرمابی بعد از نفوذ توده بوده است، سبب تبدیل گارنت به کلریت، آندالوزیت به مسکوویت یا سرسیت، بیوتیت به کلریت و استارولیت به کلریت شده است. تبلور کانی‌های آب‌دار مانند سرسیت، مسکوویت و بیوتیت بدون جهت‌یافتگی ترجیحی نتیجه تأثیر سیالات پنوماتولیتیک توده‌های نفوذی بر منطقه است.

باکمی دقت در نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ طرقبه (پورلطیفی، ۱۳۸۰) و مشاهده گسل‌های موازی و کانی‌های پس از S_2 و نیز وجود آندالوزیت‌های خرد شده که نشانه تأثیر نیروهای کششی بر سنگ میزبان است و همچنین، نبود هاله‌ای منظم از هورنفلس در اطراف توده، روشن می‌شود که حرکات برشی منطقه

[59] Retrograde

به‌صورت هم‌زمان و بعد از تزریق توده‌های نفوذی انجام گرفته است. هرچند پلوتونیسم به تبلور دگرگونی و شدت تغییر شکل کمک کرده اما به نظر می‌رسد که خود مسئول پیشرفت دگرگونی ناحیه‌ای و ذوب‌بخشی پوسته زیرین و بالایی باشد. صعود این توده‌ها مطمئناً به بالا رفتن گرادیان زمین گرمایی منطقه کمک کرده است.

۲-۷-۳-۲-۱- هورنفلس

طی نفوذ مذاب دیوریت - تونالیت - گرانودیوریتی ده‌نو به درون شیست‌های منطقه، باریکه‌ای از هورنفلس در درون شیست‌ها و در اطراف توده نفوذی تشکیل شده است. هورنفلس‌های ملانوکرات گارنت‌دار ده‌نو با منشأ پلیتی در فاصله ۲۰۰ متری از سطح هَمبَری گرانیتویید قرار دارند که در اثر دگرگونی مجاورتی در کنار گرانیتوییدها به‌وجود آمده‌اند (شکل ۲-۱۷-A). گارنت‌های موجود در هورنفلس‌ها با قطری در حدود ۱/۲ تا ۱/۷ میلی‌متر، ملانوکرات بوده و آثار ضعیفی از برگ‌وارگی را در پیرامون خود نشان می‌دهند (شکل ۲-۱۸-A). با فاصله گرفتن از سمت توده گرانیتوییدی، هورنفلس‌ها جای خود را به شیست‌ها می‌دهند.

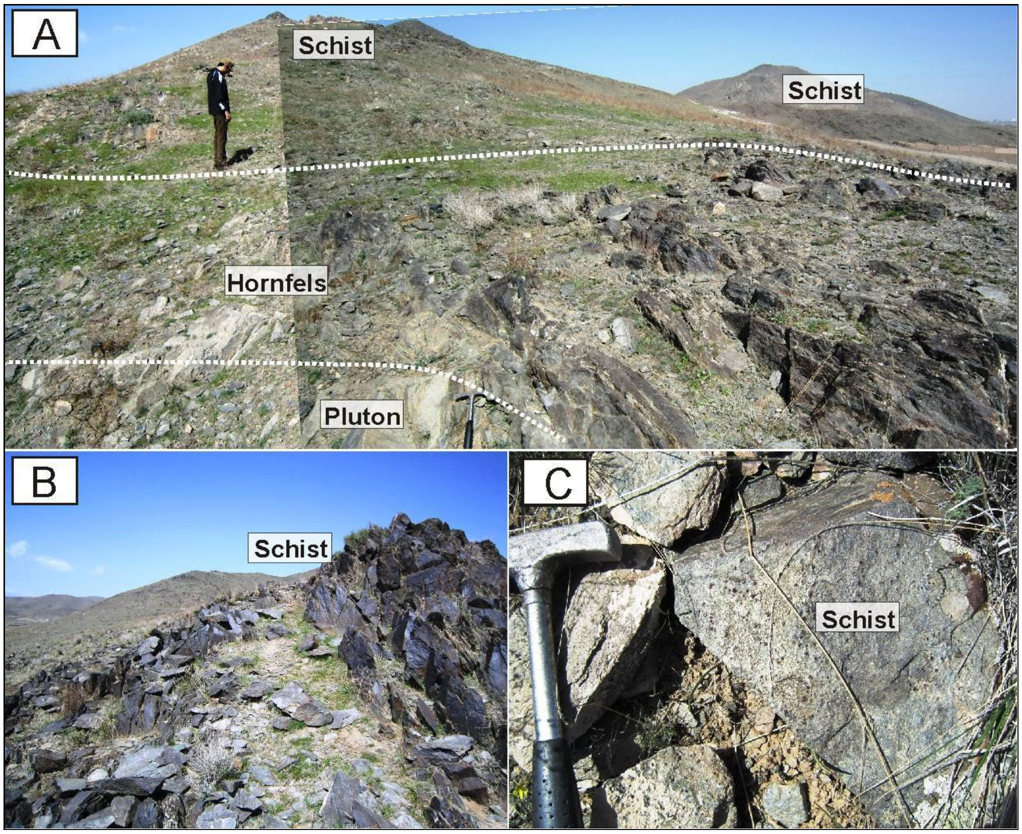
۲-۷-۳-۲-۲- شیست

شیست‌های گارنت‌دار منطقه ده‌نو دارای بافت پورفیروبلاستی با پورفیروبلاست‌هایی از جنس گارنت به‌صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل هستند. کانی‌های دیگر آن‌ها شامل کوارتزهای بی‌شکل دانه‌ریز تا دانه متوسط، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکوویت، آندالوزیت، تورمالین، سرسیت، زیرکن و ایلمنیت هستند. وجود مسکوویت و بیوتیت در ایجاد برگ‌وارگی در این سنگ‌ها مؤثر بوده است. شیست‌های موجود در حاشیه توده گرانیتوییدی ده‌نو به‌صورت گارنت کلریتویید شیست، آندالوزیت گارنت میکاشیست و فیبرولیت گارنت میکاشیست هستند (شکل ۲-۱۷).

- **گارنت کلریتویید شیست**: گارنت کلریتویید شیست گسترش زیادی در منطقه مورد مطالعه دارد. این بخش چنانچه در شکل ۲-۱۵ دیده می‌شود در مجاورت با آندالوزیت گارنت میکاشیست‌ها قرار دارد. این سنگ‌ها دارای رنگ خاکستری نقره‌ای (شکل ۲-۱۷) با جلای ابریشمی هستند و درشت بلورهای گارنت قسمت عمده سنگ را تشکیل می‌دهند.
- **آندالوزیت گارنت میکاشیست**: آندالوزیت گارنت میکاشیست‌های موجود در منطقه در مجاورت با شیست‌های کلریتوییددار قرار داشته و به‌صورت گارنت‌دار و کم گارنت هستند که در این مطالعه نمونه‌های گارنت‌دار مورد توجه قرار گرفته‌اند. آندالوزیت گارنت میکاشیست‌های درشت‌دانه همراه با پورفیروبلاست‌های گارنت حدوداً در فاصله پنج تا ۲۰ متری از مرز بین پلیت‌ها و گرانیتویید قرار دارند (شکل ۲-۱۵- ب). گارنت‌های آن‌ها نیز به رنگ قهوه‌ای و با اندازه تقریبی دو میلی‌متر

به‌خوبی قابل شناسایی هستند (شکل ۲-۱۸-B).

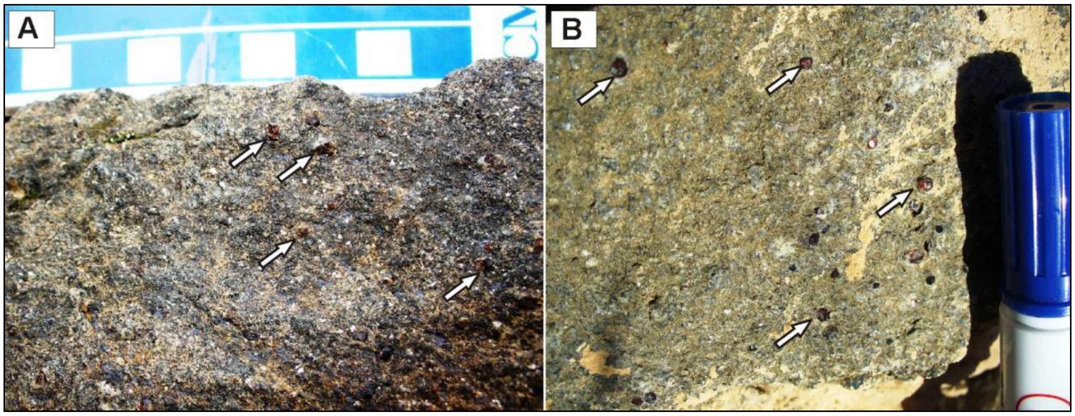
- **فیبرولیت گارنت میکاشیست:** فیبرولیت گارنت میکاشیست‌های درشت‌دانه همراه با پورفیروبلاست‌های گارنت در منطقه ده‌نو گسترش کمتری دارند. گارنت‌های این سنگ‌ها به رنگ قهوه‌ای با اندازه تقریبی دو میلی‌متر به‌خوبی قابل شناسایی هستند.



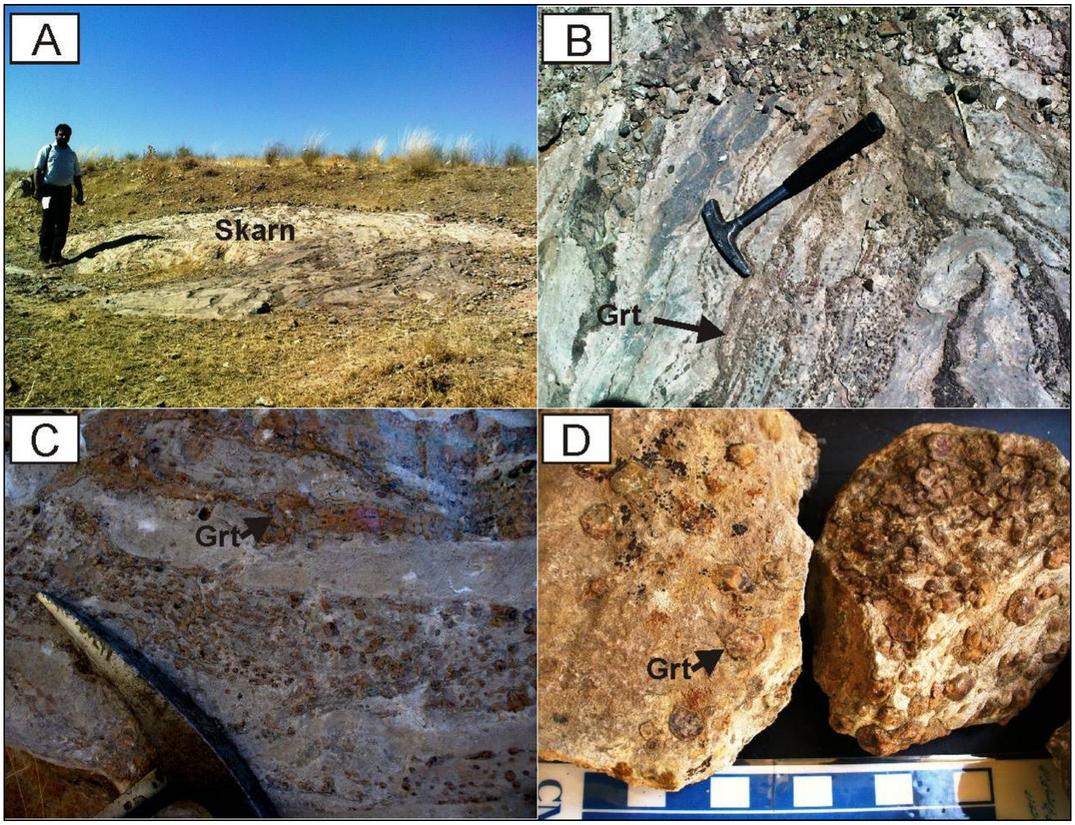
شکل ۲-۱۷- (A) نمایی از روابط صحرایی توده نفوذی ده‌نو با هورنفلس و شیست‌ها در شمال محدوده مورد مطالعه؛ (B) برگ‌وارگی مشخص در شیست‌ها؛ (C) دانه‌های ریز گارنت درون گارنت میکاشیست‌ها.

۲-۷-۳-۲-۳- اسکارن

در حاشیه توده گرانیتوییدی ده‌نو در شمال‌غرب مشهد، رخنمون‌های محدودی از اسکارن با بلورهای فراوان گارنت (عمدتاً گروسولار) دانه‌درشت همراه با لایه‌بندی مشخص دیده می‌شود (شکل ۲-۱۹). مطالعات صحرایی و شواهد سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که این توده‌ها متشکل از باندهای گارنت و پیروکسن بوده که در شرایط دگرگونی درجه کم تا زیاد شکل گرفته‌اند. پروتولیت این توده‌ها سنگ‌های کربناته‌ای است که در اثر تزریق توده گرانیتوییدی در طی دگرگونی متاسوماتوز به اسکارن تبدیل شده است.



شکل ۲-۱۸- (A) نمونه هورنفلس و گارنت‌های ریزدانه درون آن؛ (B) نمونه آندالوزیت گارنت میکاشیست و گارنت‌های ریزدانه درون آن.



شکل ۲-۱۹- (A) رخنمونی از توده اسکارنی منطقه ده‌نو که به رنگ کرم تا قهوه‌ای روشن است؛ (B) (C) نمای نزدیک از لایه‌های غنی از گارنت و پیروکسن؛ (D) نمونه دستی اسکارن با گارنت‌های شکل‌دار و درشت به رنگ کرم - قهوه‌ای.

فصل سوم

سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها

۳-۱- پیشگفتار

در این گفتار با توجه به هدف اصلی این تحقیق مبنی بر مطالعه شیمی و خاستگاه گارنت در منطقه‌های خواجه‌مراد، خلج و ده‌نو و حضور کانی گارنت در تشکیلات زمین‌شناسی ناحیه، با استفاده از مطالعات کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی به تقسیم‌بندی سنگ‌های نفوذی و دگرگونی در مناطق مورد مطالعه پرداخته شده است.

از آنجایی‌که شیمی کانی‌ها تحت تأثیر خاستگاه و تحولات آذرین و دگرگونی قرار دارد، مطالعه آن‌ها از اهمیت بالایی برخوردار است؛ لذا استفاده از روش‌های نوین آنالیز شیمیایی از ابزارهای اساسی در مطالعات کانی‌شناسی است. در این پژوهش ترکیب شیمیایی گارنت و دیگر کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌ها، با استفاده از آنالیز ریزپردازشی بررسی شد. بخشی از آنالیزهای کمی ریزپردازشی توسط آقای دکتر کاواباتا در مؤسسه مطالعه تحولات کره زمین، بخش علوم و فناوری زمین - دریا در ژاپن انجام شد و بخش تکمیلی آنالیزهای ریزپردازشی کانی‌ها در مناطق خواجه‌مراد و خلج، به‌همراه آنالیز ایزوتوپی اکسیژن بر روی کانی گارنت، کوارتز و بیوتیت در مناطق خواجه‌مراد، خلج و ده‌نو توسط پروفسور هریس در دانشگاه کیپ‌تاون آفریقای

جنوبی انجام شد. علاوه بر این، ترکیب عناصر کمیاب گارنت و نیز مسکوویت درون آپلیت - پگماتیت‌های منطقه خواجه‌مراد با استفاده از روش LA-ICP-MS، در دانشگاه تگزاس توسط دکتر میلر بررسی شد.

در پیوست ۳ نام‌گذاری، شماره نمونه‌های مورد مطالعه و خلاصه‌ای از کانی‌شناسی واحدهای سنگی در منطقه خواجه‌مراد، خلج و ده‌نو آورده شده است. جزییات روش و شرایط انجام همه روش‌های آنالیزی در فصل اول (بخش ۱-۹) آورده شده است. نتایج آنالیزهای ریزپردازشی، ایزوتوپی اکسیژن و LA-ICP-MS کانی‌ها نیز به‌ترتیب در پیوست‌های ۵، ۶ و ۷ آورده شده‌اند.

۳-۲- سنگ‌نگاری منطقه خواجه‌مراد

ناحیه خواجه‌مراد در ۱۰ کیلومتری جنوب‌غربی شهر مشهد قرار گرفته است که در منطقه مورد مطالعه شبکه‌ای از رگه‌های آپلیت - پگماتیت به درون واحدهای آذرین اصلی مونزوگرانیت - گرانودیوریت‌ها نفوذ کرده‌اند (شکل ۲-۸). با توجه به اهمیت مطالعه گارنت در این تحقیق، رگه‌های آپلیت و پگماتیت در منطقه خواجه‌مراد انتخاب و بررسی شده‌اند.

۳-۲-۱- سنگ‌نگاری توده گرانیتوییدی خواجه‌مراد

در منطقه خواجه‌مراد محل برخورد دو توده مونزوگرانیت و گرانودیوریت مشهد را به‌خوبی می‌توان مشاهده کرد (شکل ۲-۷)؛ اما به‌هرحال مونزوگرانیت‌ها بخش عمده توده گرانیتوییدی در منطقه خواجه‌مراد را تشکیل داده‌اند.

کانی‌های اصلی در گرانودیوریت شامل کوارتز، فلدسپار آلکالن، پلاژیوکلاز، بیوتیت و کانی‌های فرعی شامل هورنبلند، زیرکن، اسفن، آلانیت و کانی‌های اکسید آهن هستند. بخش‌های روشن مونزوگرانیتی دارای مجموعه کانی‌های اصلی کوارتز، فلدسپار (ارتوکلاز، میکروکلین و پلاژیوکلاز)، بیوتیت و کانی‌های فرعی آپاتیت و زیرکن بوده و به‌ندرت تورمالین نیز در آن دیده می‌شود.

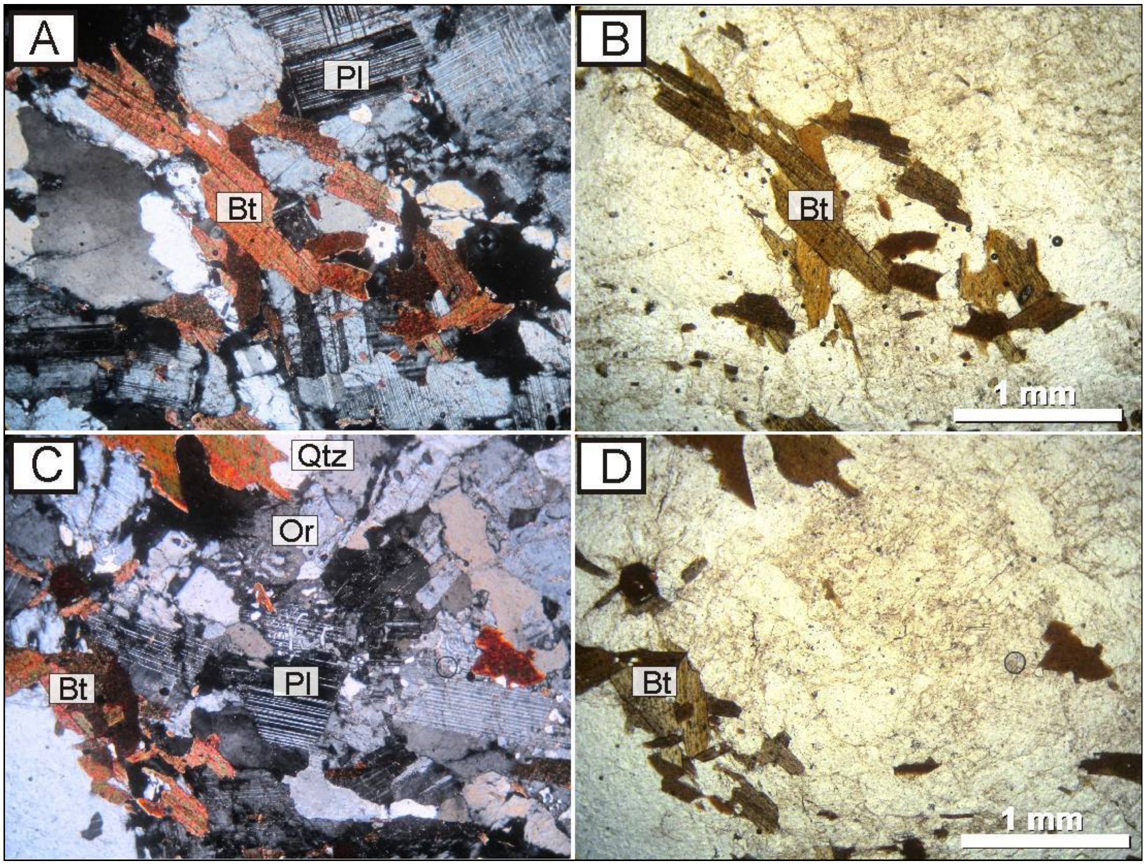
بخش‌های تیره رنگ گرانودیوریتی دارای مقدار بیوتیت بیش‌تری بوده و تورمالین در آن دیده نمی‌شود. مقدار پلاژیوکلاز نسبت به فلدسپار آلکالن، در گرانودیوریت‌ها به‌مراتب بیش‌تر است. بافت میکروسکوپی اصلی مونزوگرانیت و گرانودیوریت گرانولار است (شکل‌های ۳-۱ و ۳-۲).

مطالعه گرانیتوییدهای خواجه‌مراد نشان می‌دهد که ماکل پلاژیوکلازها غالباً از نوع تیغه‌ای است (شکل‌های ۳-۱-A و ۳-۲-A). یکی از پدیده‌های بافتی در این سنگ‌ها تشکیل میرمکیت (به‌ویژه در گرانودیوریت‌ها) و بافت گرافیک[1] (به‌ویژه در مونزوگرانیت‌ها) است (شکل‌های ۳-۱-C و ۳-۲-C).

[1] Graphic

همان‌گونه که در شکل ۳-۱-C دیده می‌شود، میرمکیت یکی از انواع متداول هم‌رشدی‌های سیمپلکتیتی[۱] پیازی شکل بوده و شامل کوارتزهای کرمی‌شکل[۲] درون پلاژیوکلاز (سدیک) است که غالباً در مجاورت پتاسیم فلدسپارها و به‌صرف آن‌ها روی می‌دهد (ورنون[۳]، ۲۰۰۴؛ پشیر و ترو[۴]، ۲۰۰۵). با توجه به نبود گارنت در این توده‌های نفوذی، مطالعه دقیق این سنگ‌ها در اهداف این رساله قرار نگرفت.

بافت گرافیک در گرانیتوییدها و پگماتیت‌ها بسیار متداول بوده و حاصل هم‌رشدی کوارتز و فلدسپار آلکالن در مذاب است. در شکل ۳-۲-C نمونه‌ای از تشکیل این بافت در مونزوگرانیت‌های خواجه‌مراد، به‌صورت هم‌رشدی کوارتز درون ارتوکلاز دیده می‌شود.



شکل ۳-۱- تصویرهای میکروسکوپی XPL[۵] و PPL[۶] از گرانودیوریت تیره‌رنگ خواجه‌مراد: (A) (B) بافت گرانولار متشکل

---

[1] Symplectic intergrowths (symplectites)

[2] Vermicular

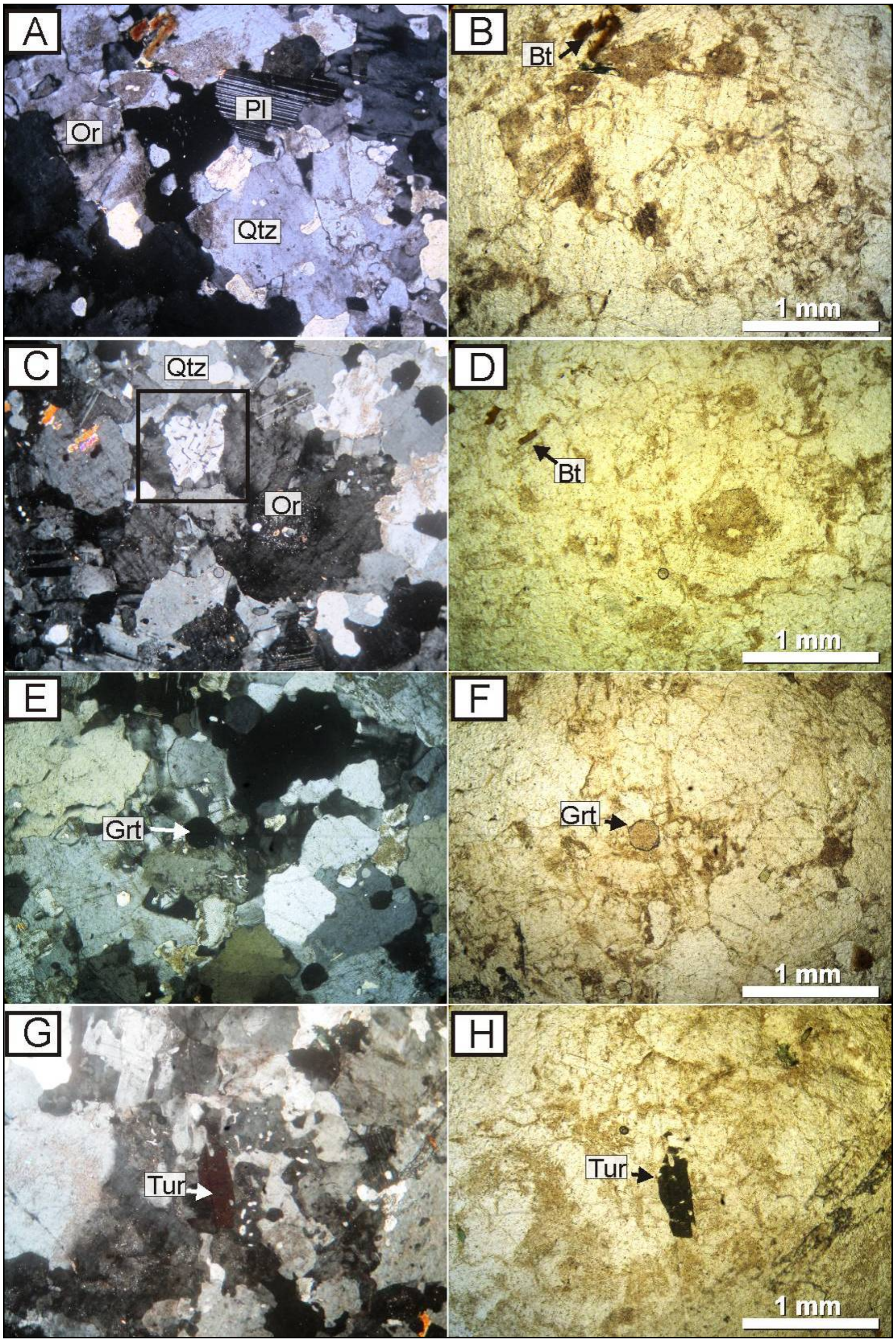
[3] Vernon

[4] Passchier and Trouw

[5] XPL = Corssed Polarized Light

[6] PPL = Plane Polarized Light

از کانی‌های بیوتیت، پلاژیوکلاز، کوارتز و پتاسیم فلدسپار (ارتوکلاز) است که گاهی پرتیتی شده‌اند؛ (C) (D) تشکیل میرمکیت به‌صورت هم‌رشدی بین کوارتز و پلاژیوکلازهایی است که جایگزین پتاسیم فلدسپار شده‌اند.



شکل ۳-۲- تصویرهای میکروسکوپی XPL و PPL از مونزوگرانیت روشن خواجه‌مراد: (A) (B) بافت گرانولار متشکل از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار (ارتوکلاز) است که پرتیتی شده و مقدار اندکی بیوتیت؛ (C) (D) تشکیل بافت

گرافیک بین کوارتز و فلدسپار پتاسیک؛ (E) (F) تشکیل گارنت در زمینه‌ای از کوارتز؛ (G) (H) تشکیل تورمالین (تصاویر A، C، E و G در نور XPL و سایر تصاویر در نور PPL تهیه شده‌اند).

۳-۲-۲- سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌های رگه‌های درون گرانیتویید خواجه‌مراد

۳-۲-۲-۱- سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌های رگه‌های آپلیتی خواجه‌مراد

همان‌گونه که پیش از این به آن اشاره شد، آپلیت‌های مورد مطالعه در منطقه خواجه‌مراد که مونزوگرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها را قطع کرده‌اند، عموماً توسط رگه‌های پگماتیتی قطع شده‌اند و این نشان‌دهنده تقدم تشکیل آن‌ها نسبت به پگماتیت‌ها است (شکل ۲-۸). از نظر کانی‌شناسی، این آپلیت‌ها متشکل از اجتماعات کانی‌های اصلی شامل ریزبلورهای کوارتز بی‌شکل و نیمه شکل‌دار با خاموشی موجی، کوارتزهای میرمکیتی در مرز کوارتز و پتاسیم فلدسپار، فلدسپار (آلبیت و ارتوکلاز - میکروکلین)، میکا (مسکوویت فراوان‌تر از بیوتیت) و کانی‌های فرعی شامل گارنت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، تورمالین و کانی‌های کدر (ایلمنیت) هستند. به‌طور کلی این سنگ‌ها دانه‌ریز بوده (کوچک‌تر از نیم تا یک میلی‌متر) و آپلیتیک - پرتیتیک، میکروگرانولار، سیمپلکتیک و میرمکیتی پدیده‌های بافتی متداول این سنگ‌ها هستند.

۳-۲-۲-۱-۱- کوارتز

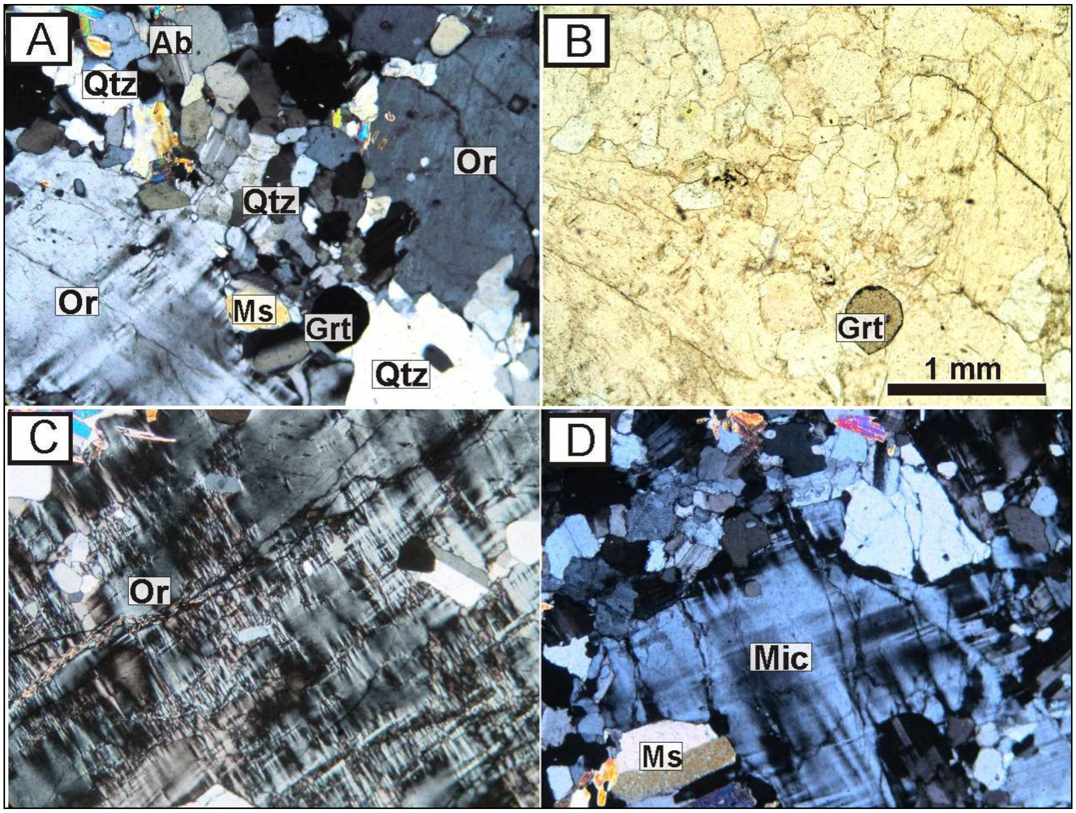
کوارتز در حدود بیش از ۵۰% حجم آپلیت‌ها را تشکیل داده است. برخی از کوارتزها درشت‌تر (~ یک میلی‌متر) و برخی ریزتر هستند (~۰/۱ میلی‌متر). کوارتزها به‌صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و در هم قفل شده‌اند و اغلب دارای حاشیه با خوردگی خلیجی و دارای خاموشی موجی است (شکل ۳-۳-A).
نتایج آنالیز نسبت ایزوتوپ پایدار اکسیژن کوارتز درون آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد نیز در پیوست ۷-۱ آورده شده است. مقدار نسبت ایزوتوپی $\delta^{18}O$ کوارتز در آپلیت خواجه‌مراد در حدود ۱۳/۶۶ - ۱۳/۶۷ پرمیل است. در فصل‌های آینده نسبت ایزوتوپ پایدار اکسیژن کوارتز مورد بررسی و نقد قرار گرفته و در کنار داده‌های دیگر در مطالعه دما و نیز خاستگاه گارنت و مذاب از آن بهره گرفته خواهد شد.

۳-۲-۲-۱-۲- فلدسپار

فلدسپارها بی‌شکل بوده، غالباً دارای ماکل تیغه‌ای و مشبک هستند. برخی ادخال‌های ریزی از سرسیت و کانی‌های رسی دارند که نشان می‌دهد کائولینیتی و سرسیتی شده‌اند. در برخی موارد فلدسپارهای آلکالی به‌تدریج در حال پرتیتی شدن هستند. رویداد اکسولوشن به‌صورت تشکیل پرتیت (شکل ۳-۳-C) که بیش‌تر به گرانیت‌های هیپرسولوس نسبت داده می‌شود بیانگر کاهش آرام دما و فشار بخار آب در ماگمای مولد است (مک‌بیرنی[1]، ۱۹۹۳). پتاسیم فلدسپار به‌طور غالب از نوع ارتوکلاز (شکل ۳-۴، پیوست ۵-۲-۲) و یا

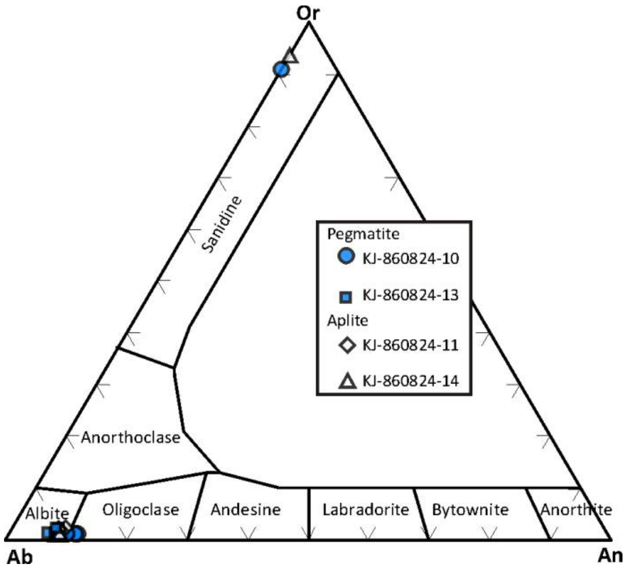
[1] McBirney

میکروکلین با ماکل تارتن[1] بوده (شکل ۳-۳-D) و پلاژیوکلاز بـا ماکـل تیغـه‌ای (شـکل ۳-۳-C) و از نـوع آلبیت (با $An_{7-8\%}$) است (شکل ۳-۴، پیوست ۵-۲-۱).



شکل ۳-۳- تصویرهای میکروسکوپی از کوارتز و فلدسپار در آپلیت خواجه‌مراد: (A) (B) دانه‌های نیمه‌شکل‌دار تـا بی‌شـکل کوارتز در کنار سایر کانی‌ها (ارتوکلاز، مسکوویت، پلاژیوکلاز و گارنـت)؛ (C) ارتـوکلاز پرتیتـی شـده کـه در آن نوارهـای فلدسپار سدیم‌دار درون ارتوکلاز دیده می‌شوند و (D) میکروکلین با ماکل تارتن (مقیاس تصاویر یکسان است و همه تصاویر در نور XPL تهیه شده‌اند اما تصویر B در نور PPL است).

[1] Tartan twining



شکل ۳-۴- ترکیب فلدسپارهای درون رگه‌های آپلیتی و پگماتیتی خواجه‌مراد بر روی نمودار طبقه‌بندی فلدسپارها (برگرفته از دیر[1] و همکاران، ۱۹۹۲).

۳-۲-۲-۱-۳- میکا

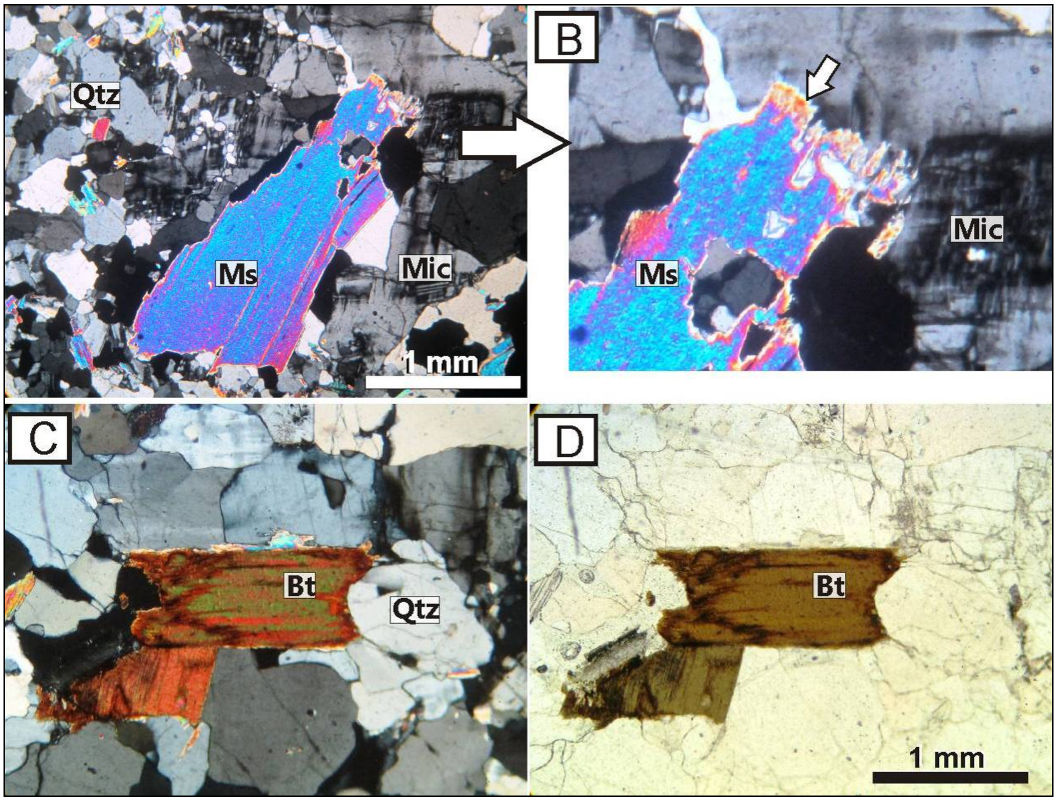
میکاها شامل مسکوویت و بیوتیت هستند؛ اما در حالی‌که مسکوویت با فراوانی نزدیک به ۱۰ درصد حجمی دارای بیش‌ترین فراوانی است، بیوتیت به‌ندرت دیده می‌شود (شکل ۳-۵). برخی از مسکوویت‌ها در تماس با پتاسیم فلدسپار (میکروکلین) بافت سیمپلکتیتی تشکیل داده‌اند که در آن کوارتزهای میرمکیتی رشد کرده‌اند (شکل‌های ۳-۵-A و B) و به پیشنهاد آگوستیتیس[2] (۱۹۷۳) می‌توان این پدیده را نوعی حاشیه واکنشی سین‌آناتکسیت[3] دانست.

---

1 Deer

2 Augustithis

3 Synantetic

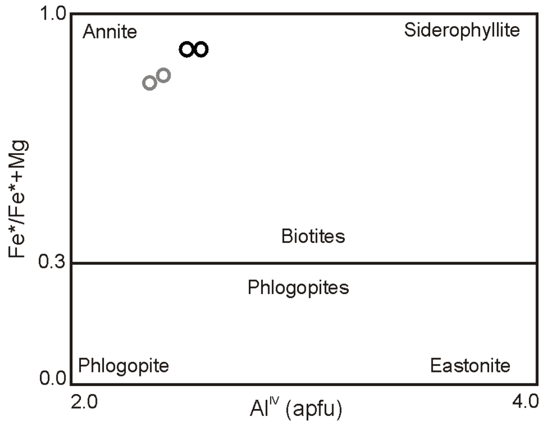


شکل ۳-۵- تصویرهای میکروسکوپی از میکاها در آپلیت خواجه‌مراد: (A) بلور نیمه‌شکل‌دار مسکوویت در زمینه‌ای از کوارتز و فلدسپار؛ (B) تشکیل میرمکیت بین مسکویت و پتاسیم فلدسپار مجاور؛ (C) (D) بلورهای نیمه‌شکل‌دار بیوتیت در زمینه‌ای از کوارتز و ارتوکلاز (همه تصاویر در نور XPL اما تصویر D در نور PPL تهیه شده است).

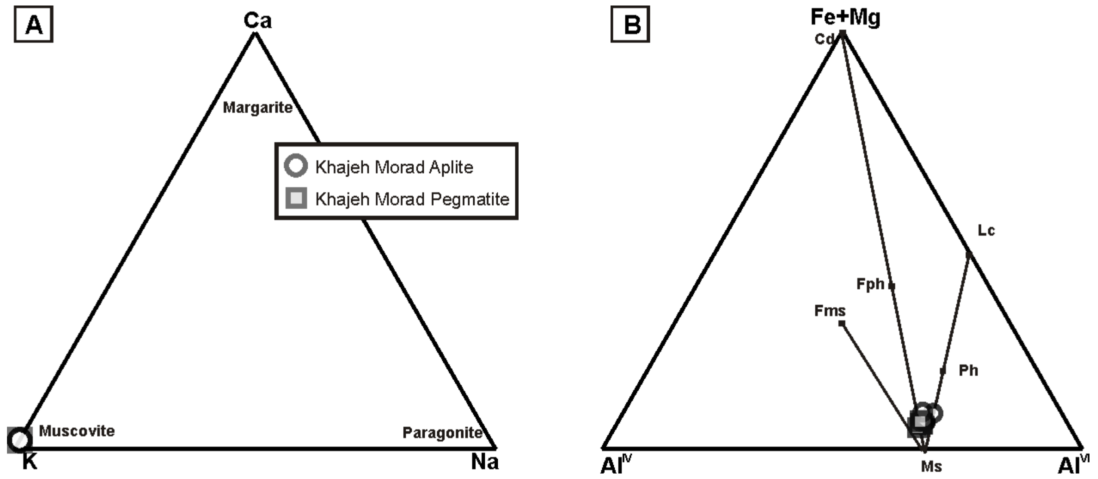
نتیجه آنالیز ریزپردازشی بیوتیت موجود در آپلیت (پیوست ۵-۳-۱) نشان می‌دهد که بیوتیت‌ها دارای Fe/Fe+Mg در حدود ۰/۸۱ تا ۰/۹۰ و مقدار Al^{iv} در حدود ۲/۳۴ تا ۲/۵۶ اتم در فرمول ساختاری بوده و بر روی نمودار طبقه‌بندی بیوتیت‌ها در محدوده آنیت قرار دارند (شکل ۳-۶). برخی از نمونه‌ها تا حدودی کلریتی شده‌اند، به‌طوری‌که مقدار منیزیم آن‌ها تا حدودی افزایش و مقدار Al^{iv} آن‌ها کاهش یافته است.

میکای سفید این سنگ‌ها از نوع مسکوویت است و فرمول ساختاری آن بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن به صورت $K_{0.96-1.42}Al_{3.75-3.85}(Al_{1.63-1.82}Si_{6.18-6.37}O_{17.39-17.72})(OH)_4$ است (پیوست ۵-۳-۱). در آپلیت، میکای سفید بر روی نمودارهای مثلثی فین‌استرا[1] (۱۹۹۶) در محدوده ترکیبی مسکوویت‌ها قرار دارند (شکل ۳-۷). ترکیب شیمیایی مسکوویت‌ها نشان‌دهنده مقدار Fe/Fe+Mg (۰/۵۸ تا ۰/۸۰) و مقدار پتاسیم نسبتاً کم‌تر نسبت به مسکوویت درون پگماتیت‌ها است (پیوست‌های ۵-۳-۱ و ۵-۳-۲).

[1] Feenstra



شکل ۳-۶- نمودار طبقه‌بندی بیوتیت موجود در رگه‌های آپلیتی خواجه‌مراد (برگرفته از دیر و همکاران، ۱۹۹۲).



شکل ۳-۷- موقعیت ترکیبی مسکوویت‌های درون آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد بر روی نمودارهای مثلثی (برگرفته از فین‌استرا، ۱۹۹۶): (A) Ca-K-Na؛ (B) Fe+Mg-Al^{vi}-Al^{iv} (Lc=leucophyllite; Ph=phengite; Cd=celadonite; Ms=muscovite; Fms=ferrimuscovite; Fph=ferriphengite).

نتایج آنالیز LA-ICP-MS برای عناصر کمیاب و نادر خاکی (بر اساس ppm) موجود در مسکوویت‌های درون آپلیت و پگماتیت در پیوست ۷-۱ آورده شده است. ترکیب مسکوویت‌ها بر روی نمودارهای به‌هنجارسازی (شکل ۳-۸) ترسیم شده است. ترکیب عناصر نادر خاکی و کمیاب بیانگر شباهت زیاد مسکوویت‌ها در آپلیت و پگماتیت است. مطالعه عناصر نادر خاکی مسکوویت‌ها نشان می‌دهد که عناصر کمیاب سنگین[1] (شامل Gd، Tb، Dy، Y، Yb و Lu) و مقادیر عناصر کمیاب سبک[2] (شامل La، Ce، Nd، Sm و Eu) به‌شدت تهی‌شده بوده و در همه نمونه‌های مسکوویت (به‌جز چند نمونه مسکوویت در پگماتیت‌ها) زیر حد آشکارسازی هستند؛ اما برخی از عناصر با شدت میدان پایین[3] (مانند Rb، Sr و Pb) و

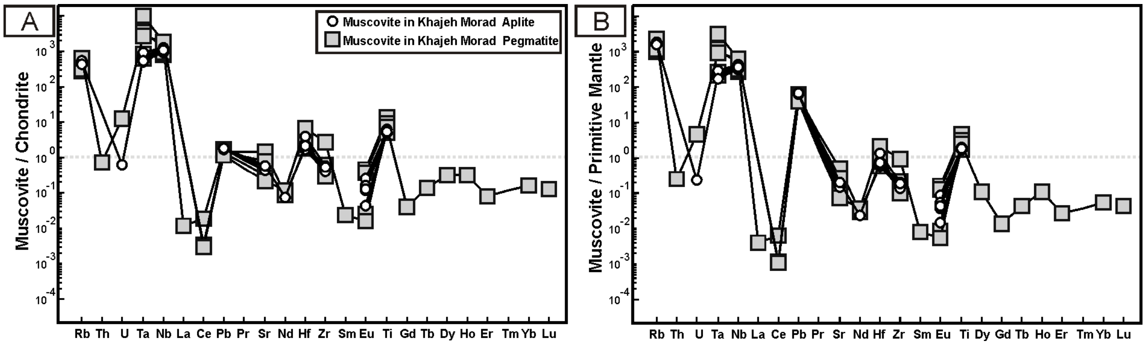
---

1 Heavy Rare Earth Elements=HREE

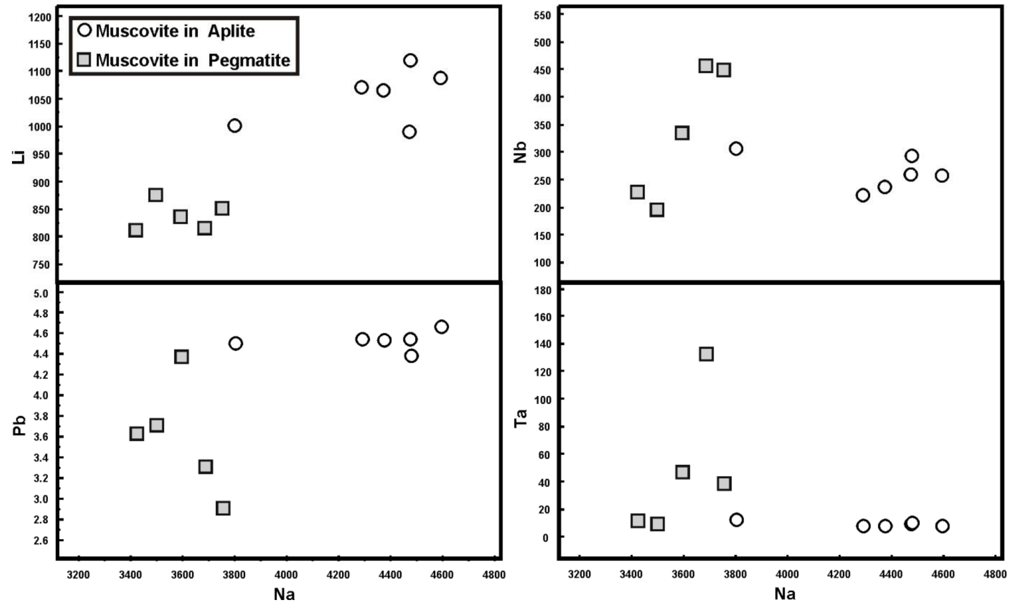
2 Light Rare Earth Elements=LREE

3 Low Field Strength Elements=LFSE

عناصر با شدت میدان بالا[1] (مانند Zr، Hf، Ti، Nb و Ta) غنی‌شدگی دارند. مقایسه تغییرات عناصر Li، Pb، Nb، Ta و Na بر روی نمودارهای تغییرات نشان می‌دهد که عناصر Li، Pb و Na درون مسکوویت در آپلیت بالاتر از پگماتیت‌هاست، اما مقدار Nb و Ta تفاوت چندانی نشان نمی‌دهد (شکل ۳-۹).



شکل ۳-۸- نمودار به‌هنجار شده عناصر کمیاب و نادر خاکی مسکوویت‌های درون آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد نسبت به ترکیب: (A) کندریت؛ (B) گوشته اولیه. ترکیب کندریت و گوشته اولیه برگرفته از مک‌دوناف و سان[2] (۱۹۹۵).



شکل ۳-۹- نمودار تغییرات مقدار Li، Pb، Nb و Ta در برابر Na (بر اساس ppm) در مسکوویت‌های درون آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد.

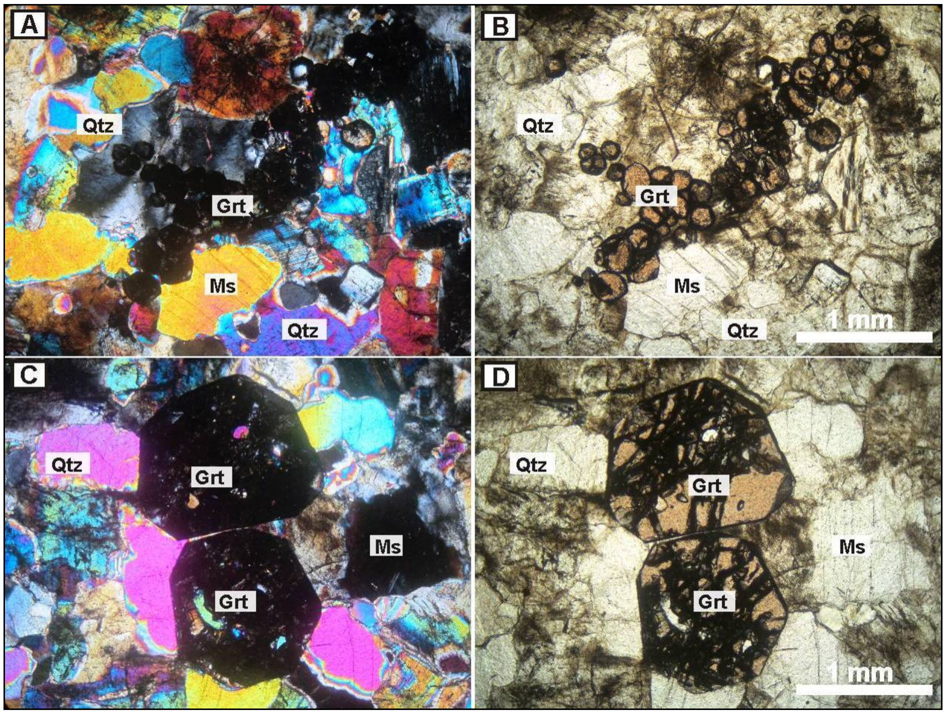
۳-۲-۲-۱-۴- گارنت

دانه‌های گارنت در رگه‌های آپلیتی شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار (کروی) بوده و اندازه آن‌ها در حدود ۰/۵ تا یک میلی‌متر است. ادخال‌های دانه‌ریزی از کوارتز در گارنت‌ها دیده می‌شود. برخی گارنت‌های دیگر که

[1] High Field Strength Elements=HFSE

[2] McDonough and Sun

دانه‌ریزتر هستند (در حدود ۰/۱ میلی‌متر) به‌صورت تجمعات یا رشته‌های تسبیح شکل دیده می‌شوند (شکل ۳-۱۰). مک‌لئود[1] (۱۹۹۲) از این دانه‌های تسبیحی با نام بافت قطاری[2] یاد کرده است. بر اساس مک‌لئود (۱۹۹۲) این بافت به‌دلیل ویژگی‌های مغناطیسی حاشیه‌های غنی از آهن این گارنت‌های ریزدانه است.



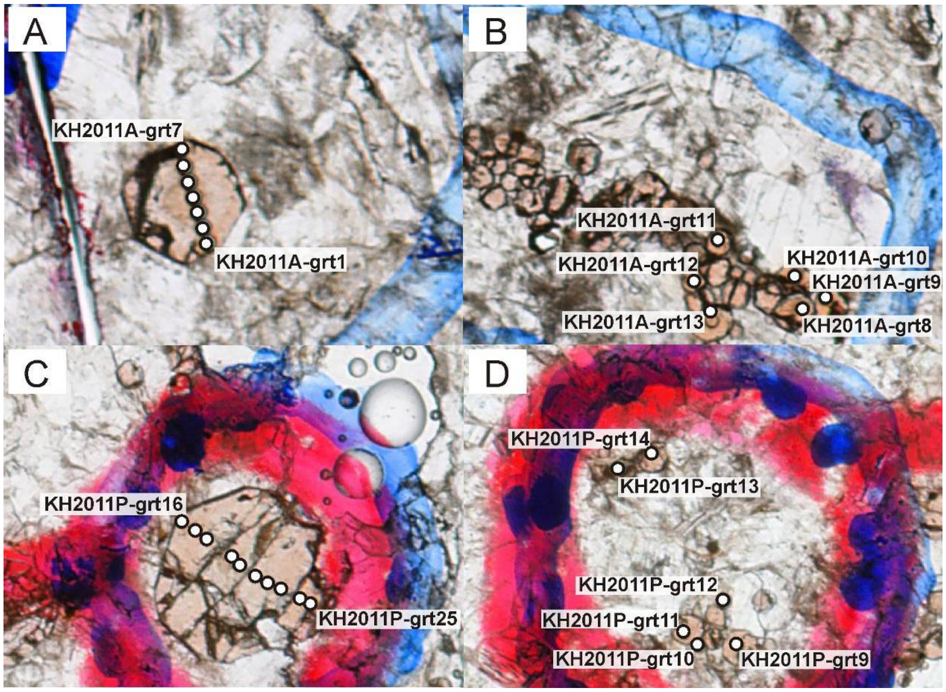
شکل ۳-۱۰- تصاویر میکروسکوپی از گارنت درون رگه‌های آپلیتی خواجه‌مراد: (A) تصویر XPL و (B) تصویر PPL از گارنت‌های ریزدانه با اشکال نسبتاً کروی به‌صورت تجمعات بلورین یا بافت قطاری؛ (C) تصویر XPL و (D) تصویر PPL از گارنت‌های درشت‌دانه شکل‌دار.

برای مطالعه گارنت، نمونه‌برداری در خواجه‌مراد از بخش‌های میانی و حاشیه‌ای رگه‌های آپلیت دارای گارنت برداشت شده‌اند. داده‌های ریزپردازشی مربوط به گارنت درون رگه‌های آپلیت، فرمول ساختاری و اعضای نهایی آن‌ها در پیوست‌های ۵-۴-۱ و ۵-۴-۲ آورده شده است. بر این اساس، بلورهای گارنت درون آپلیت دارای ۵۹/۳۵-۶۹/۷۰ درصد مولی آلماندین و ۲۷/۲۶-۳۷/۸۲ درصد مولی اسپسارتین در ساختار مولکولی خود بوده و از نوع آلماندین (- اسپسارتین) هستند. مقدار مجموع اعضای نهایی پیروپ و گروسولار در ترکیب آن‌ها کم‌تر از پنج درصد مولی و مقدار آندرادیت و اوواروویت قابل چشم‌پوشی است. بررسی منطقه‌بندی شیمیایی این گارنت‌ها نشان می‌دهد که مقدار آلماندین و گروسولار از هسته گارنت به سمت حاشیه آن افزایش و مقدار اسپسارتین، پیروپ و آندرادیت کاهش می‌یابند.

[1] MacLeod

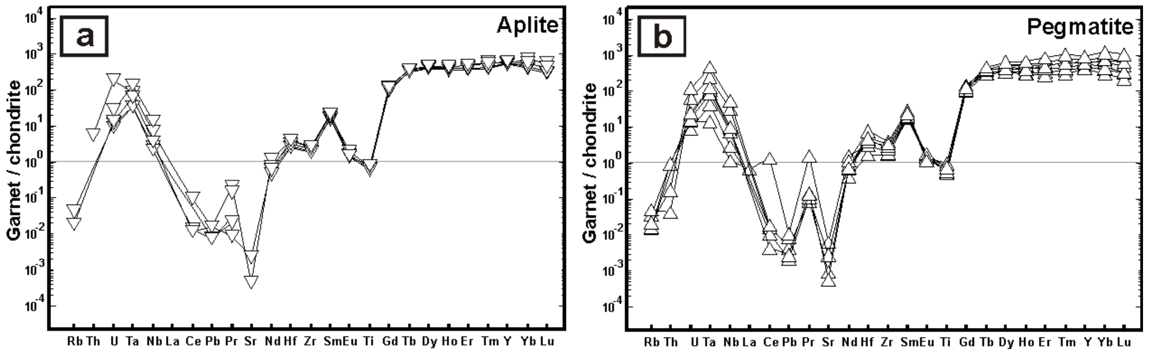
[2] Train texture

نتایج آنالیز LA-ICP-MS گارنت‌های درون آپلیت در پیوست ۶-۲ آورده شده است و شکل ۳-۱۱ موقعیت نقاط آنالیز شده درون گارنت‌ها را نشان می‌دهد. گارنت‌های ریزدانه در مرکز دانه آنالیز شده‌اند اما در مورد گارنت درشت‌دانه‌تر آنالیز از حاشیه تا مرکز دانه انجام شده است. البته بر اساس این نتایج، شیمی عناصر نادر خاکی و کمیاب گارنت‌های ریزدانه با گارنت‌های درشت‌دانه اختلاف چندانی ندارد. ترسیم ترکیب گارنت‌ها بر روی نمودارهای به‌هنجارسازی (شکل ۳-۱۲ و ۳-۱۳) نشان می‌دهد که گارنت درون آپلیت و پگماتیت از نظر عناصر نادرخاکی و کمیاب مشابه بوده و مقادیر عناصر کمیاب سنگین (شامل Gd، Tb، Dy، Y، Yb و Lu) در مقایسه با عناصر کمیاب سبک (شامل La، Ce، Nd، Sm و Eu) به‌شدت غنی‌شدگی دارند؛ اما برخی از عناصر با شدت میدان پایین (مانند Rb، Sr و Pb) در برابر عناصر با شدت میدان بالا (مانند Zr، Hf، Ti، Nb و Ta) تهی‌شده‌تر هستند.

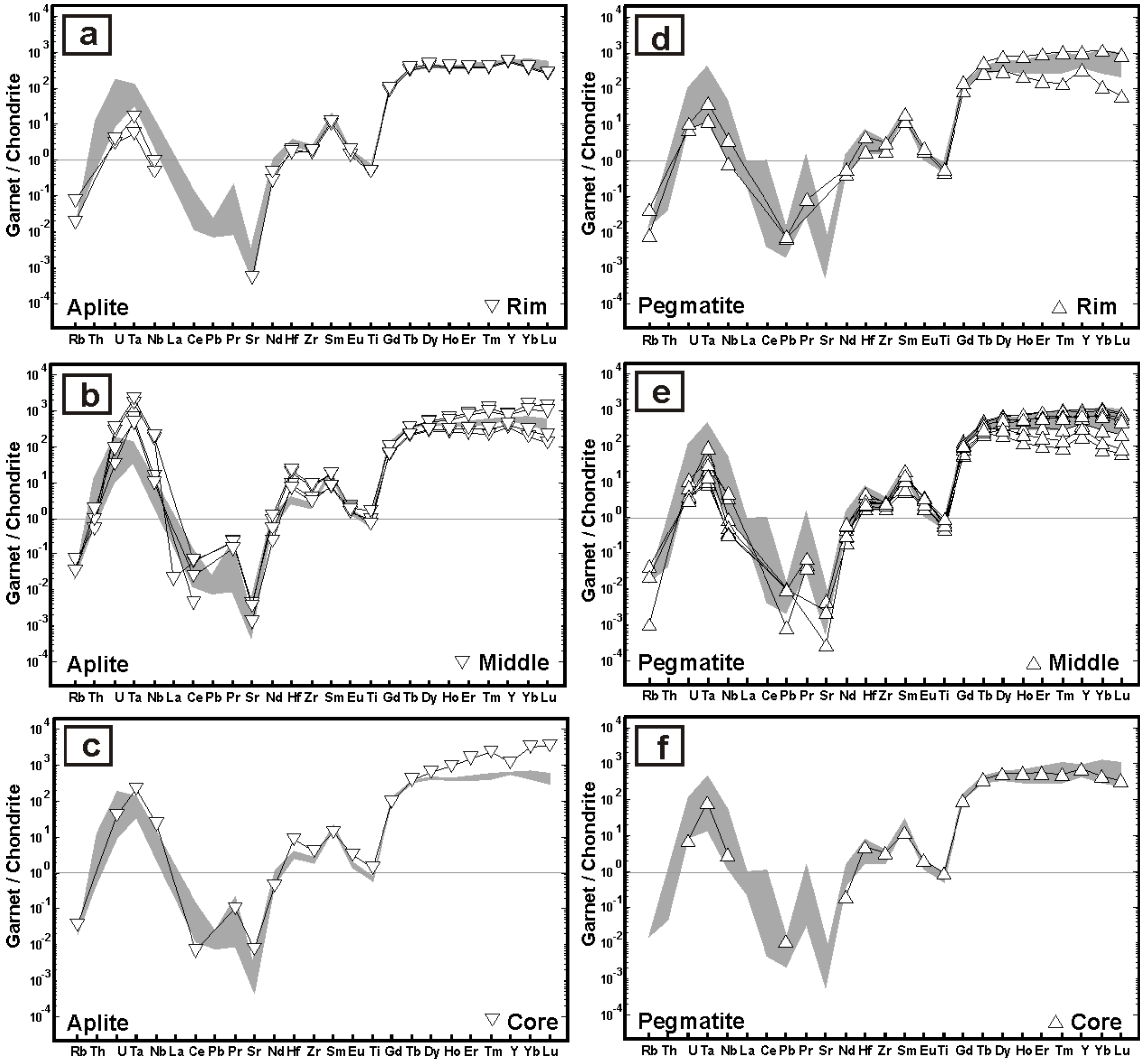


شکل ۳-۱۱- بلورهای گارنت درشت‌بلور و ریزبلور درون: (A) (B) آپلیت خواجه‌مراد؛ (C) (D) پگماتیت خواجه‌مراد. موقعیت نقاط آنالیز LA-ICP-MS با قطر ۱۰۰ میکرون بر روی گارنت‌ها نشان داده شده است.

همچنین، بر اساس آنالیز ایزوتوپ اکسیژن، مقدار نسبت ایزوتوپی $\delta^{18}O$ برای گارنت درون آپلیت ۱۰/۴۱ و ۱۰/۱۹ پرمیل است (پیوست ۷-۱). در فصل‌های آینده از نسبت ایزوتوپ پایدار اکسیژن گارنت در بررسی دما و نیز خاستگاه گارنت و مذاب بهره گرفته خواهد شد.



شکل ۳-۱۲- نمودار به‌هنجار شده نسبت به ترکیب کندریت: (a) گارنت‌های ریزبلور درون آپلیت خواجه‌مراد؛ (b) گارنت‌های ریزبلور درون پگماتیت خواجه‌مراد.



شکل ۳-۱۳- نمودارهای به‌هنجارشده نسبت به کندریت برای ترکیب بخش حاشیه، میانی و حاشیه گارنت درون: (a، b، c) آپلیت خواجه‌مراد؛ (d، e، f) پگماتیت خواجه‌مراد.

۳-۲-۳-۲- سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌های رگه‌های پگماتیتی خواجه‌مراد

پگماتیت‌های گرانیتی خواجه‌مراد از نظر کانی‌های اصلی شامل کوارتزهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار درشت‌دانه با خاموشی موجی[1]، پلاژیوکلاز سرسیتی‌شده و دارای ادخال مسکوویت و کوارتز، پتاسیم فلدسپار پرتیتی شده (ارتوکلاز و میکروکلین)، مسکوویت و مقدار کمی گارنت قرمز رنگ، تورمالین و کانی‌های کدر (ایلمنیت) به‌عنوان کانی‌های فرعی هستند و در برخی رخنمون‌ها بریل و کلمبیت نیز در آن‌ها گزارش شده است (مانند خلیلی، ۱۹۷۷). این ترکیب کانی‌شناسی می‌تواند گویای وجود پگماتیت‌های گرانیتی دارای عناصر کمیاب از جمله بریلیم - لیتیم - استرانسیم در منطقه باشد. کانی تورمالین گاه در محدوده خواجه‌مراد به رنگ سیاه و به طول پنج تا هشت سانتی‌متر، دیده می‌شود که از نظر مطالعات جواهرشناسی دارای اهمیت است. همچنین، کانی‌های فلدسپار (ارتوکلاز) درشت‌دانه منطقه در مصارف صنعتی، شیشه‌سازی و سرامیک اهمیت دارند.

بر اساس طبقه‌بندی گیلبرت و پارک[2] (۱۹۸۶)، پگماتیت‌های مورد مطالعه در خواجه‌مراد از نوع پگماتیت‌های پیچیده و دارای منطقه‌بندی هستند و می‌توان در آن‌ها مناطق حاشیه، میانی و هسته را مشخص کرد. البته در این تحقیق مطالعات میکروسکوپی و نمونه‌برداری گارنت از این پگماتیت‌ها از منطقه حاشیه و میانی صورت گرفته است زیرا منطقه هسته‌ای رگه‌های پگماتیتی رخنمون مناسبی برای نمونه‌برداری ندارند و مقدار بسیار کم‌تری گارنت در آن‌ها دیده می‌شود؛ اما در مقیاس میکروسکوپی، منطقه حاشیه‌ای و میانی رگه‌ها دارای تنوع کانی‌شناسی بیش‌تری نسبت به مرکز پگماتیت‌ها (شامل کوارتزها و فلدسپارهای درشت‌دانه) هستند. همچنین، به دلیل آنکه پگماتیت‌ها در بخش‌های مرکزی رگه‌ها درشت‌دانه بوده و در ابعاد یک مقطع نازک فاقد تنوع کانی‌شناسی هستند، مطالعه میکروسکوپی آن‌ها دارای محدودیت است لذا مطالعات میکروسکوپی پگماتیت‌ها به مطالعه نمونه‌های حاشیه‌ای‌تر رگه‌ها که دارای گارنت هستند معطوف شده است و نمونه‌برداری از گارنت برای مطالعات ژئوشیمیایی از بخش حاشیه و میانی صورت گرفته است. منطقه‌بندی کانی‌شناسی و بافتی در مرکز و حاشیه رگه‌های پگماتیتی به‌وضوح دیده می‌شود، به این ترتیب که بلورهای درشت کوارتز، پتاسیم فلدسپار، پلاژیوکلاز و میکا در قسمت مرکزی رگه‌های پگماتیتی قرار گرفته‌اند و به سمت حاشیه از درشتی بلورها کاسته می‌شود. در قسمت‌هایی که پگماتیت‌ها دانه درشت‌تر هستند، ورقه‌های میکا در داخل فلدسپارها و بین بلورهای دیگر قرار دارند. علاوه بر بافت پگماتیتی کانی‌ها، بافت گرافیکی حاصل از هم‌رشدی کوارتز و فلدسپار آلکالن در مذاب یکی از بافت‌های متداول در این سنگ‌ها است.

---

[1] Undulose extinction

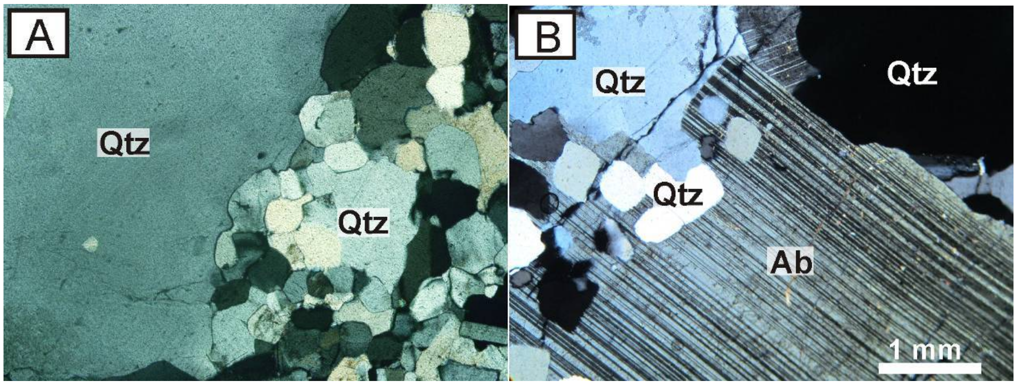
[2] Guilbert and Park

در ادامه به سنگ‌نگاری و بررسی شیمی کانی‌ها در پگماتیت‌های گارنت‌دار مرحله دوم پرداخته خواهد شد.

۳-۲-۳-۲-۱- کوارتز

کوارتز به‌عنوان آخرین فاز اصلی که متبلور شده، پرکننده فضای بین سایر بلورها و به‌صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار است که فراوانی آن‌ها به پنج تا ۳۰ درصد حجمی می‌رسد. اندازه آن‌ها در بخش‌های حاشیه رگه‌ها که مورد مطالعات میکروسکوپی قرار گرفتند ریزتر (۰/۱ تا یک میلی‌متر) است، اما در بخش‌های مرکزی‌تر رگه درشت‌تر و در حد چندین سانتی‌متر است. در برخی موارد کوارتز دچار تبلور مجدد شده و می‌توان آن را به‌صورت ریزبلور در اطراف بلورهای درشت‌تر کوارتز و فلدسپارها مشاهده کرد (شکل ۳-۱۴). کوارتز گاه در تشکیل بافت میرمکیتی در مرز مسکوویت و فلدسپار شرکت نموده است. دارای خاموشی موجی بوده و برخی نیز ذوب شده و خوردگی خلیجی دارند. ترکیب شیمیایی با کمک روش آنالیز ریزپردازشی به‌دست آمده برای کوارتز بیانگر مقدار MnO برابر با ۰/۰۰۴ تا ۰/۰۴ درصد وزنی و درصد کم FeO و مقدار ناچیز Al_2O_3 است (پیوست ۵-۱-۱).

نتایج آنالیز نسبت ایزوتوپ پایدار اکسیژن کوارتز درون پگماتیت (پیوست ۷-۱) نشان می‌دهد که نسبت ایزوتوپی $\delta^{18}O$ کوارتز در پگماتیت به آپلیت بسیار شباهت داشته و در حدود ۱۳/۵۱ تا ۱۳/۶۷ پرمیل است.



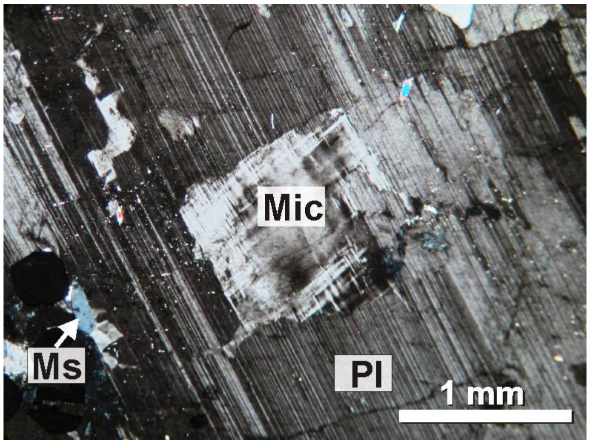
شکل ۳-۱۴- تصویرهای میکروسکوپی در نور XPL از کوارتز موجود در بخش حاشیه رگه پگماتیتی خواجه‌مراد: (A) بلور نیمه‌شکل‌دار ریزدانه و درشت‌دانه کوارتز در کنار هم؛ (B) پلاژیوکلاز (آلبیت) درشت‌دانه و رشد کوارتز در آن.

۳-۲-۳-۲-۲- فلدسپار

فلدسپارها شامل بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار پلاژیوکلاز با ماکل آلبیتی و پتاسیم فلدسپارهای پرتیتی شده و میکروکلین با ماکل تارتن هستند. در بخش‌های مرکزی رگه اندازه آن‌ها در حدود چند سانتی‌متر است و در حاشیه رگه‌ها به حدود چند میلی‌متر می‌رسد. برخی دارای ادخال‌هایی از کوارتز و مسکوویت هستند. برخی پلاژیوکلازها نیز آثار سرسیتی شدن نشان می‌دهند. در درون برخی از درشت بلورهای

پلاژیوکلاز، میکروکلین مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۵)؛ زیـرا در حقیقـت، در گروهـی از ماکل‌هـا بـا عنـوان ماکل‌های دگرشکلی[1] بلور در حالت جامد و در اثر سرد شدن تدریجی از حالت متقارن به یک حالت کم‌تـر متقارن تبدیل می‌شود (مثلاً تبدیل ارتوکلاز مونوکلینیک به میکروکلین تری‌کلینیـک) و به‌عقیـده والـدرون[2] و همکاران (۱۹۹۳) سیالات در تشکیل این نوع ماکل نقش دارند.

فلدسپار این سنگ‌ها به‌طور غالب از نوع پلاژیوکلاز بوده و بر اساس نتایج آنالیز ریزپردازشی (پیوست ۵-۲-۲)، دارای An_{6-11} بوده و از نوع آلبیت (- الیگـوکلاز) هسـتند امـا ترکیـب شـیمیایی پتاسـیم فلدسـپار تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها که دارای درصد ارتوکلاز بالایی است در محدوده ترکیبی سانیدین‌ها قرار داشـته و از نوع میکروکلین - ارتوکلاز است (شکل ۳-۴).



شـکل ۳-۱۵- تصـویر میکروسـکوپی در نـور XPL از فلدسپار موجود در بخش حاشیه رگه پگماتیتی خواجه‌مراد و رشد میکروکلین در درون پلاژیوکلاز.

۳-۲-۳-۲-۳- میکا

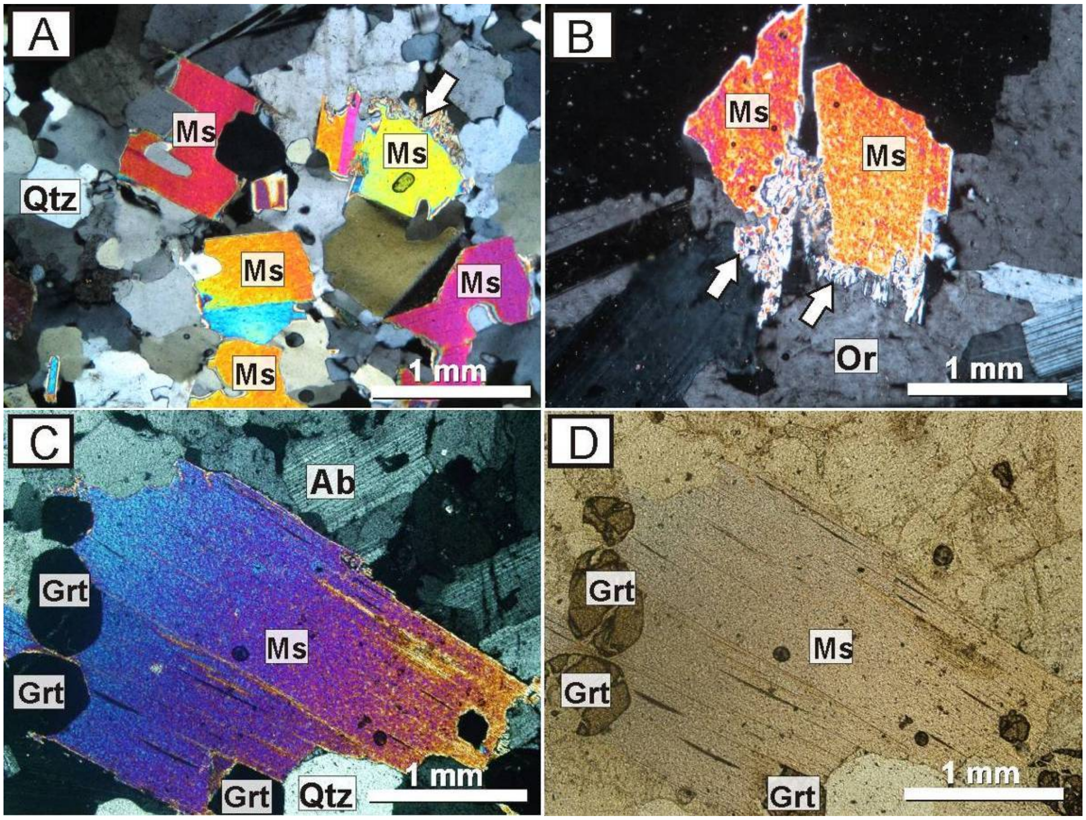
میکای موجود در پگماتیت‌های مرحله دوم شامل بلورهای نیمه‌شکل‌دار مسکوویت و به‌ندرت بیوتیت است. البته فراوانی مسکوویت‌ها به‌مراتب بیش‌تر است. اندازه میکاها در بخش‌های مرکزی رگه در حـدود چنـدین سانتی‌متر و در حاشیه رگه در حدود ۰/۵ تا یک میلی‌متر است. در حاشیه و مرز مسـکوویت بـا ارتوکلازهـا بافت سیمپلکتیک و میرمکیت تشکیل شده که در آن کوارتز به‌صورت بافـت کرمی‌شـکل رشـد کـرده اسـت (شکل‌های ۳-۱۶-A و B)، این پدیده می‌تواند یک پدیده تأخیری در پگماتیت باشد کـه در هنگـام کـاهش دما موجب تخریب فلدسپار و جایگزین شدن آن توسط میرمکیت و مسکوویت می‌شود. در درون برخـی از مسکوویت‌ها بلورهای نسبتاً شکل‌دار گارنت دیده می‌شود که نشـان‌دهنـده تقـدم تبلـور گارنـت نسـبت بـه مسکوویت است (شکل‌های ۳-۱۶-C و D).

در نمونه پگماتیت، میکـای سـفید بـر روی نمودارهـای مثلثـی فین‌اسـترا (۱۹۹۶) در محـدوده ترکیبـی

[1] Transformation

[2] Waldron

مسکوویت‌ها قرار دارند (شکل ۳-۷). نتایج آنالیز مسکوویت بیانگر میزان میانگین Fe/Fe+Mg برابر ۰/۷۵ است (پیوست ۵-۳-۲). مسکوویت درون پگماتیت‌ها نسبت به مسکوویت درون آپلیت‌ها دارای مقدار پتاسیم، سدیم و Al^{iv} بالاتر، اما Si و Fe و Mg کم‌تری در فرمول ساختاری خود هستند. این مسئله با شیمی مذابی که از آن متبلور شده‌اند ارتباط دارد. همچنین، نتایج آنالیز LA-ICP-MS برای عناصر Li، Pb، Nb، Ta و Na (بر اساس ppm) موجود در مسکوویت‌های درون پگماتیت (پیوست ۷-۱، شکل ۳-۹) نشان می‌دهد که مقدار عناصر Li، Pb و Na در مسکوویت‌های درون پگماتیت‌ها کم‌تر از مسکوویت درون آپلیت است. با استناد به مطالعات خلیلی (۱۹۷۷) که به تشکیل کلمبیت در برخی از پگماتیت‌های خواجه‌مراد اشاره کرده است و با توجه به مشاهده تورمالین در پگماتیت‌ها، می‌توان مقدار بالاتر این عناصر در مسکوویت درون آپلیت نسبت به مسکویت درون پگماتیت را توجیه کرد. زیرا عناصر Li، Pb و Na تمایل زیادی دارند وارد ساختار تورمالین و کانی مانند کلمبیت شوند. از این رو، با تبلور این کانی‌ها، مقدار این عناصر در مذاب سازنده پگماتیت‌ها کاهش یافته و مسکوویت‌های حاصل از تبلور مذاب پگماتیتی (در مقایسه با مسکوویت‌های درون آپلیت‌ها) مقادیر کم‌تری از عناصر Li، Pb و Na را دریافت کرده‌اند.

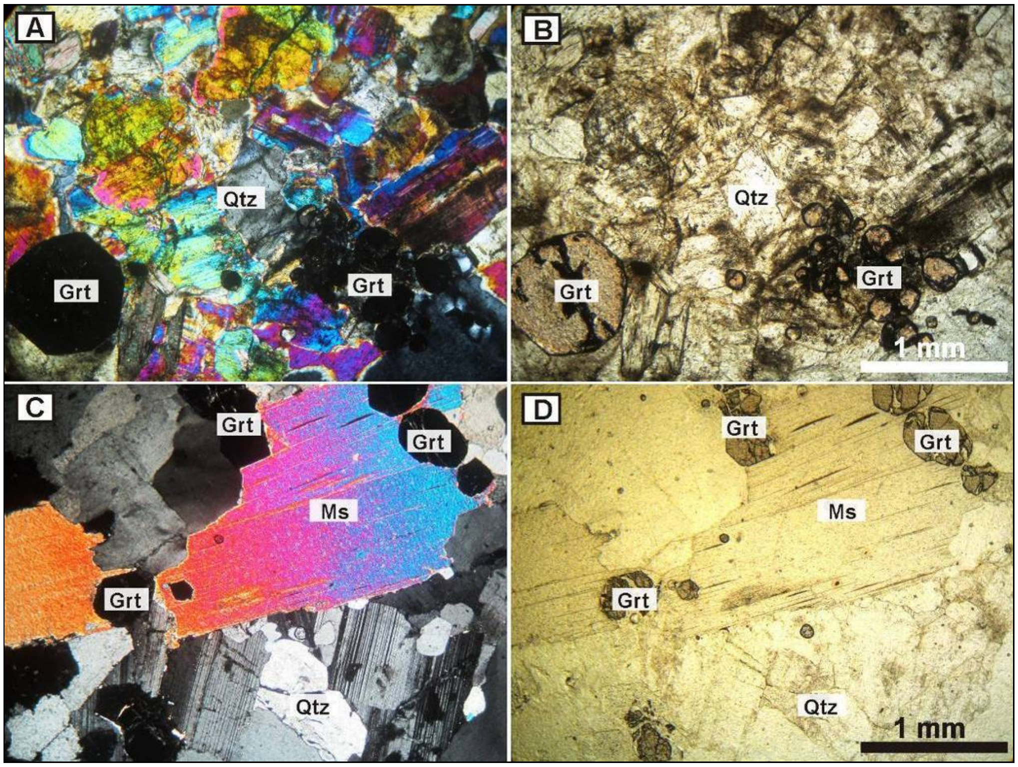


شکل ۳-۱۶- تصویرهای میکروسکوپی از مسکوویت موجود در بخش حاشیه رگه پگماتیتی خواجه‌مراد: (A) بلورهای نیمه‌شکل‌دار مسکوویت در زمینه‌ای از کوارتز و پتاسیم فلدسپار. رشد کوارتز میرمکیتی توسط پیکان مشخص شده است؛ (B)

بافت سیمپلکتیک و رشد کوارتز میرمکیتی در حاشیه واکنشی بین مسکوویت و ارتوکلاز؛ (C) (D) گارنت‌های شکل‌دار درون مسکوویت (همه تصاویر در نور XPL اما تصویر D در نور PPL تهیه شده است).

۳-۲-۳-۲-۴- گارنت

بلورهای گارنت یکی از کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها هستند. اندازه آن‌ها در بخش‌های مرکزی‌تر رگه‌های پگماتیتی در حدود دو تا سه میلی‌متر به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و فاقد ادخال هستند، اما در حاشیه رگه‌ها دانه‌ریز و در حدود ۰/۲ تا یک میلی‌متر هستند (شکل‌های ۳-۱۷-A و B). گارنت‌ها نسبتاً شکل‌دار در زمینه‌ای از کوارتز، مسکوویت و فلدسپار قرار دارند که نشان‌دهنده تقدم تبلور گارنت از مذاب به‌دلیل قدرت هسته‌بندی بالای گارنت نسبت به این کانی‌ها است (شکل‌های ۳-۱۷-C و D). داده‌های آنالیز ریزپردازشی مربوط به گارنت رگه‌های پگماتیت، فرمول ساختاری و اعضای نهایی آن‌ها در پیوست‌های ۵-۴-۳ و ۵-۴-۴ آورده شده است. بلورهای گارنت درون پگماتیت دارای ۴۷/۲۹-۶۶/۵۸ درصد مولی آلماندین و ۲۹/۲۱-۵۰/۰۳ درصد مولی اسپسارتین در ساختار مولکولی خود بوده و از نوع آلماندین (-اسپسارتین) هستند. مجموع مقدار اعضای نهایی پیروپ و گروسولار کم‌تر از ۵ درصد مولی و مقدار آندرادیت و اوواروویت قابل چشم‌پوشی است. بررسی منطقه‌بندی شیمیایی این گارنت‌ها نشان می‌دهد که مقدار آلماندین، آندرادیت و پیروپ از هسته گارنت به سمت حاشیه آن افزایش و اسپسارتین کاهش می‌یابد.



شکل ۳-۱۷- (A) (B) گارنت‌های درشت‌دانه شکل‌دار بدون ادخال (یک میلی‌متر) و گارنت‌های ریزدانه

نیمه‌شکل‌دار (۰/۲ میلی‌متر) به‌صورت تجمعات بلورین (رگه‌های پگماتیتی خواجه‌مراد)؛ (C) (D) رشد گارنت در زمینه‌ای از کوارتز، مسکوویت و فلدسپار (رگه‌های پگماتیتی خواجه‌مراد).

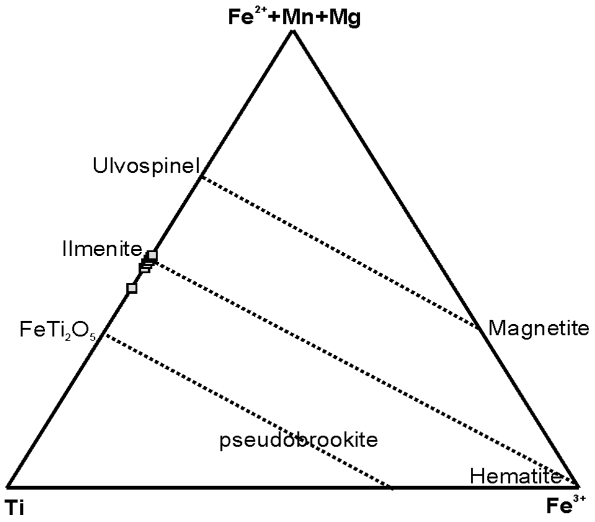
نتایج آنالیز LA-ICP-MS گارنت‌های درون پگماتیت در پیوست ۷-۳ آورده شده است و شکل ۳-۱۱ موقعیت نقاط آنالیز شده درون گارنت‌ها را نشان می‌دهد. بر اساس این نتایج، همانند آپلیت‌ها در پگماتیت‌ها نیز شیمی عناصر نادر خاکی و کمیاب گارنت‌های ریزدانه با گارنت‌های درشت‌دانه اختلاف چندانی ندارد. ترسیم ترکیب گارنت‌ها بر روی نمودارهای به‌هنجارسازی (شکل‌های ۳-۱۲ و ۳-۱۳) نشان می‌دهد که گارنت درون پگماتیت (همانند گارنت درون آپلیت) از نظر عناصر کمیاب سنگین (شامل Gd، Tb، Dy، Y، Yb و Lu) در مقایسه با مقادیر عناصر کمیاب سبک (شامل La، Ce، Nd، Sm و Eu) به‌شدت غنی‌شدگی دارند؛ اما برخی از عناصر با شدت میدان پایین (مانند Rb، Sr و Pb) در برابر عناصر با شدت میدان بالا (مانند Zr، Hf، Ti، Nb و Ta) تهی‌شده‌تر هستند. همچنین، بر اساس آنالیز ایزوتوپ اکسیژن، مقدار نسبت ایزوتوپی $\delta^{18}O$ گارنت در پگماتیت ۱۰/۴۱ و ۱۰/۱۹ پرمیل است (پیوست ۶-۱).

۳-۲-۳-۲-۵- سایر کانی‌ها

علاوه بر گارنت، کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها شامل ایلمنیت، تورمالین و بریل هستند. خلیلی (۱۹۷۷) حضور مجموعه‌هایی از کلمبیت با قطر ۰/۵ سانتی‌متر را در بخشی از پگماتیت‌های مورد مطالعه خواجه‌مراد گزارش کرده است. بر اساس مطالعه خلیلی (۱۹۷۷)، ترکیب شیمیایی کلمبیت به‌صورت زیر است:

Nb_2O_5= 51.61%, Ta_2O_5=28.24%, FeO=12.24%, MnO=5.60%, TiO_2=0.85%, SnO_2=0.60 %, insoluble=0.93 %, total=1000.07%.

کانی‌های کدر (پیوست ۵-۵-۱) دارای ترکیب شیمیایی ایلمنیت بوده (شکل ۳-۱۸) و دارای آهن ۱/۷۱ تا ۲/۰۳ و تیتانیم در حدود ۱/۳۳ تا ۱/۵۸ اتم در فرمول ساختاری (بر اساس شش اتم اکسیژن) هستند.



شـــکل ۳-۱۸- ترکیـــب اکســـیدهای درون گارنت‌هـــای موجـــود در پگماتیـــت خواجـــه‌مراد بـــر روی نمـــودار ســـه‌تایی $Ti-Fe^{2+}+Mg+Mn-Fe^{3+}$ (برگرفتـــه از ملوســـو و ستنا[1]، ۲۰۱۱).

[1] Melluso and Sethna

۳-۳- سنگ‌نگاری گرانیتویید و سنگ‌های دگرگونی خلج

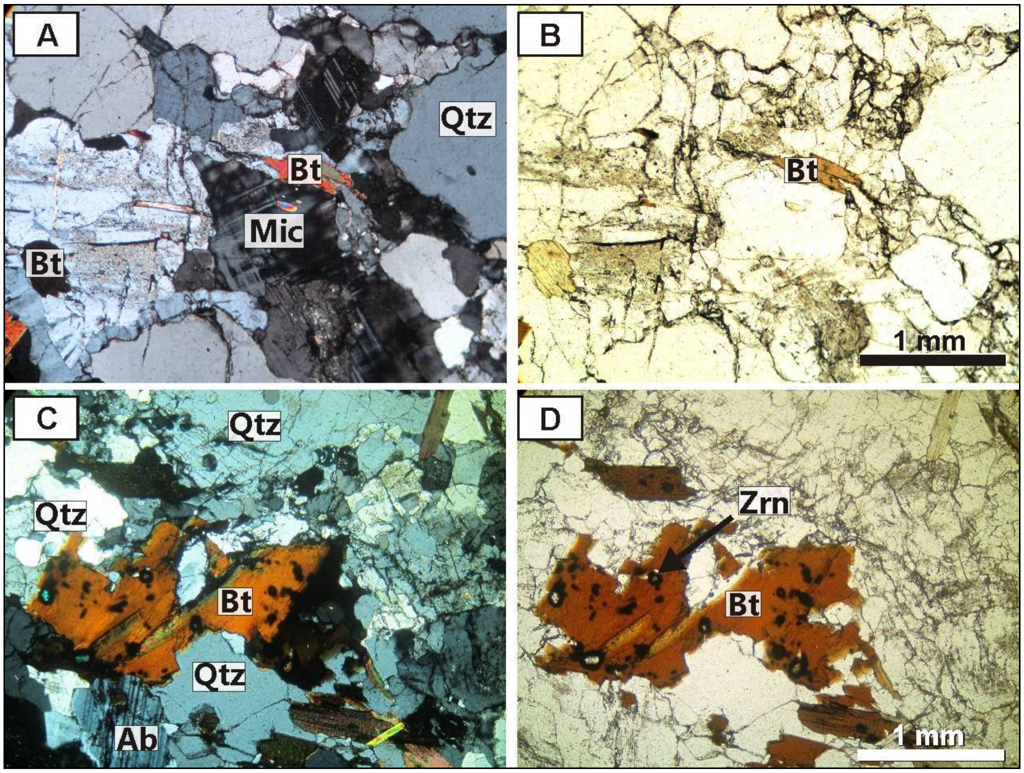
در منطقه خلج علاوه بر سنگ‌های دگرگونی، توده مونزوگرانیت جنوب مشهد و رگه‌های آپلیت و پگماتیت درون آن‌ها رخنمون دارند. در این بخش با توجه به اهداف رساله به سنگ‌نگاری رخنمون توده مونزوگرانیتی در منطقه خلج، رگه‌های پگماتیت درون آن و برخی از واحدهای دگرگونی این منطقه پرداخته می‌شود. با توجه به اینکه هدف اصلی از مطالعه سنگ‌های دگرگونی و پگماتیت گارنت‌دار خلج، بررسی ماهیت شیمیایی گارنت و مقایسه گارنت سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه ده‌نو و گارنت درون آپلیت و پگماتیت‌های خواجه‌مراد با آن‌ها است، لذا نمونه‌هایی از شیست‌های گارنت‌دار و پگماتیت به‌منظور بررسی ترکیب گارنت در سنگ‌های دگرگونی انتخاب شدند که در این بخش به سنگ‌نگاری و شیمی برخی از کانی‌های تشکیل‌دهنده آن‌ها اشاره می‌شود؛ اما بحث و بررسی کانی گارنت در نمونه‌های پگماتیتی و شیست‌های مورد نظر در فصل ششم به‌طور کامل ارائه شده است.

۳-۳-۱- سنگ‌نگاری رخنمون گرانیتویید خلج

رخنمون مونزوگرانیت مشهد در منطقه خلج با بافت گرانولار از کوارتز، پتاسیم فلدسپار، پلاژیوکلاز و میکا (بیوتیت و مسکوویت) و کانی‌های فرعی آپاتیت و زیرکن تشکیل شده است:

- بلورهای تقریباً بی‌شکل کوارتز در ابعاد یک تا چند میلی‌متر بیش از ۲۰ درصد سنگ را تشکیل داده‌اند و دارای خاموشی موجی ضعیف هستند (شکل‌های ۳-۱۹-A و B)؛
- فلدسپارها شامل پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی و ماکل ساده و پتاسیم فلدسپارها (ارتوکلاز و میکروکلین)، دارای ماکل‌های کارلسباد و تارتن هستند (شکل‌های ۳-۱۹-A و B). فراوانی پتاسیم فلدسپار نزدیک به فراوانی پلاژیوکلاز و یا نسبتاً اندکی بیش‌تر است. برخی از فلدسپارها در مرکز دگرسان شده و به مسکوویت تبدیل شده‌اند، به‌طوری‌که تیغه‌های مسکوویت در آن‌ها به‌خوبی رشد کرده‌اند؛
- بیوتیت‌ها به‌طور پراکنده و فاقد جهت‌یافتگی بوده و دارای زیرکن‌های فراوان هستند (شکل‌های ۳-۱۹-C و D). برخی بیوتیت‌ها به‌ندرت در حال کلریتی شدن هستند؛
- زیرکن دارای تقدم تشکیل نسبت به بیوتیت‌ها است و هاله پلئوکروییک[1] اطراف زیرکن‌ها بیانگر مقادیر بالای اورانیم و تیتانیم در این کانی است؛
- بلورهای کوچکی از آپاتیت به‌طور پراکنده و محدود درون کوارتز و پلاژیوکلازها وجود دارد.

[1] Pelochroic halo



شکل ۳-۱۹- تصویرهای میکروسکوپی از گرانیتویید خلج: (A) (B) بافت گرانولار و کانی‌های کوارتز با حاشیه مضرس، میکروکلین، پلاژیوکلاز و بیوتیت؛ (C) (D) بیوتیت با ادخال‌های فراوان زیرکن که در اطراف هاله پلئوکروییک دارند (تصاویر A و C در نور XPL و تصاویر B و D در نور PPL).

کاهش سطح مرز دانه‌ای[1] (GBAR) در سنگ باعث کاهش میزان انرژی آزاد داخلی[2] می‌شود (ورنون، ۱۹۷۶، پویرر[3]، ۱۹۸۵) (شکل ۳-۲۰) که از مهم‌ترین دلایل آن تغییر شکل است. بررسی کوارتزهای درون مونزوگرانیت‌ها نشان می‌دهد که سطح مرز دانه‌ای در آن‌ها در حال کاهش است (مقایسه شکل‌های ۳-۱۹-A و ۳-۲۰). تغییر شکل که به‌طور ویژه با GBAR همراه است در محیط‌هایی با دمای بالا مشخص می‌شود (بونز و یورایی[4]، ۱۹۹۲). کاهش سطح مرز دانه‌ای در اثر تغییر شکل در دمای بالا باعث ایجاد اتصالات سه‌گانه[5] با زاویه ۱۲۰ درجه در قسمت تک‌کانیایی سنگ می‌شود.

---

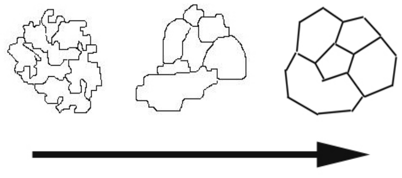
1 Grain boundary area reduction (GBAR)

2 Internal free energy

3 Poirier

4 Bons and Urai

5 Triple junction



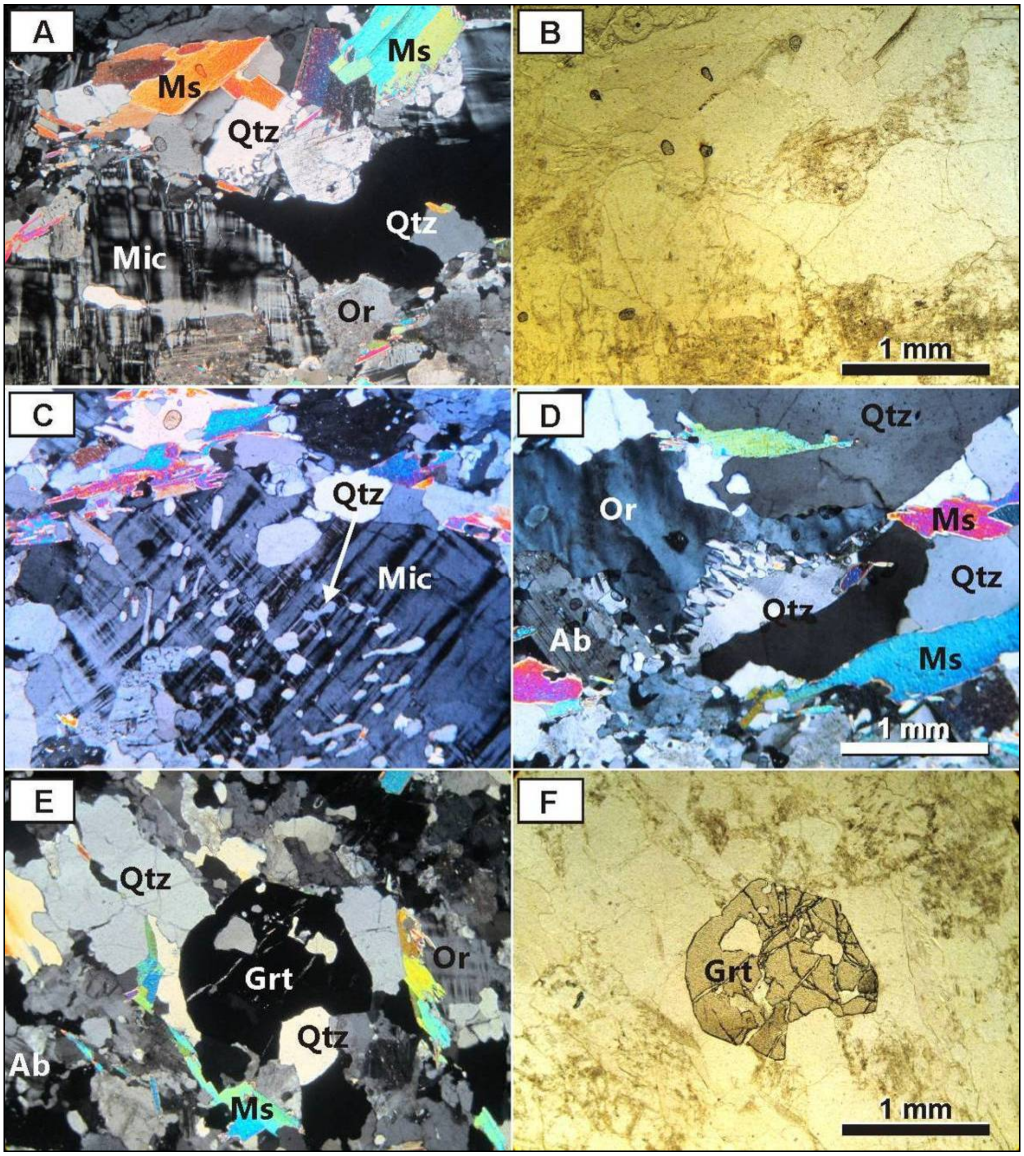
شکل ۳-۲۰- روند کاهش سطح مرز دانه‌ای (GBAR). جهت فلش نشانگر کاهش انرژی آزاد درون دانه‌ای است. در طی تغییر شکل سطح بی‌نظم مرز دانه‌ای به‌صورت سطوح صاف و هموار نمایان می‌شود و تعدادی از دانه‌های کوچک با رشد دانه‌های مجاورشان حذف می‌شوند.

۳-۳-۲- سنگ‌نگاری رگه پگماتیت درون مونزوگرانیت

در منطقه خلج می‌توان رخنمون رگه‌های پگماتیتی را مشاهده کرد که مونزوگرانیت جنوب مشهد را قطع نموده‌اند. این نمونه‌برداری از بخش حاشیه رگه پگماتیتی که ریزدانه‌تر و دارای گارنت است برداشت شد. از نظر مایکروسکوپی این رگه‌های پگماتیتی با رگه‌های پگماتیتی مرحله دوم در منطقه خواجه‌مراد شباهت دارند. مطالعه مقطع میکروسکوپی این پگماتیت‌ها نشان می‌دهد که:

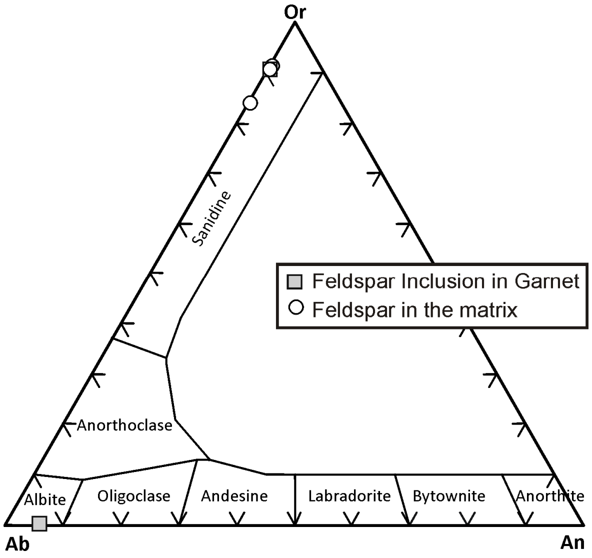
- قطعات درشت کوارتز (با قطر یک تا سه میلی‌متر) در هم قفل شده هستند (شکل ۳-۲۱). در مرز کوارتز و پتاسیم فلدسپارها میرمکیت تشکیل شده است (شکل‌های ۳-۲۱-C و D). ترکیب ادخال کوارتز درون گارنت این سنگ‌ها درجه خلوص بالای آن‌ها و عاری بودن از حضور عناصر دیگر در فرمول ساختاری ادخال‌های کوارتز را نشان می‌دهد (پیوست ۵-۱-۲)؛
- فلدسپارها از نوع ارتوکلاز و میکروکلین (با ماکل تارتن) با فراوانی بیش‌تر و پلاژیوکلاز با فراوانی کم‌تر هستند (شکل‌های ۳-۲۱-A و C). ادخال‌های ریزی از فلدسپار نیز درون گارنت این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. شکل ۳-۲۲ ترکیب فلدسپارهای زمینه سنگ و ادخال‌های فلدسپار درون گارنت را مقایسه کرده است. بر اساس شیمی کانی‌ها و ویژگی‌های میکروسکوپی، این فلدسپارها غالباً از نوع ارتوکلاز و میکروکلین هستند؛ اما درون گارنت ادخالی از جنس پلاژیوکلاز نیز آنالیز شده است (پیوست ۵-۲-۳)؛
- میکای موجود در این سنگ‌ها که به‌طور غالب از نوع مسکوویت است در میان بلورهای کوارتز و فلدسپار متبلور شده است (شکل ۳-۲۱)، اما مقدار اندکی بیوتیت نیز در این پگماتیت‌ها وجود دارد که در پیوست ۵-۳-۳ نتایج آنالیز ریزپردازشی آن‌ها آورده شده است. بر اساس نمودارهای طبقه‌بندی شکل ۳-۲۳، این بیوتیت‌ها از نوع بیوتیت - آنیت هستند. همچنین، این بیوتیت‌ها از نظر میزان عناصر اصلی (شامل سدیم، آهن، تیتانیم و منگنز) شباهت زیادی به بیوتیت درون پگماتیت‌های منطقه خواجه‌مراد داشته و ماهیتی مشابه سایر بیوتیت‌های ماگمایی نشان می‌دهند (شکل ۳-۹)؛

- پورفیرهـای پراکنـده گارنـت نیـز بـه‌صـورت نیمـه‌شـکل‌دار و نسـبتاً خـرد شـده هسـتند کـه برخی در محـل شکسـتگی بـه‌طـور کامـل توسـط کـوارتز پـر شـده‌انـد (شـکل‌های ۳-۲۱-E و F). ترکیـب میـانگین گارنت‌هـا آلمانـدین (- اسپسـارتین) و بـه‌صـورت $Alm_{48.41\text{-}64.66}$ $And_{0.00\text{-}2.29}$ $Grs_{0.47\text{-}2.45}$ $Pyr_{2.69\text{-}3.76}$ $Sps_{29.48\text{-}45.59}$ اسـت (پیوسـت ۵-۴-۵). ایـن گارنت‌هـا دارای منطقـه‌بنـدی شـیمیایی بـوده و در هسـته دارای آلمانـدین، پیـروپ و گروسولار بالاتر و مقدار اسپسارتین و آندرادیت کم‌تری هستند.

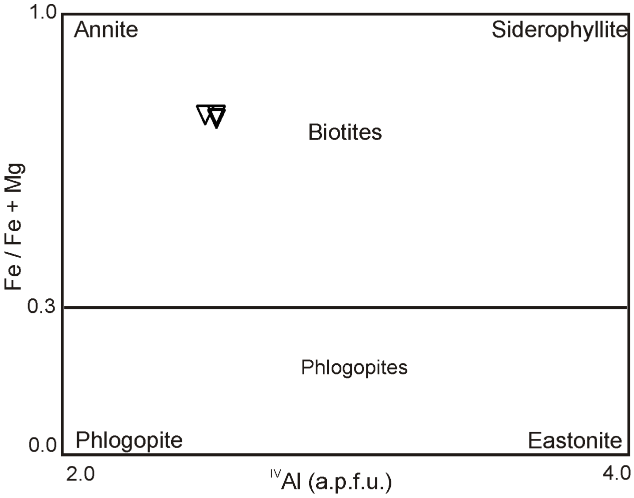


شـکل ۳-۲۱- تصـویرهای میکروسـکوپی از پگماتیـت در گرانیتوییـد خلـج: (A) (B) بافـت گرانـولار متشـکل از مسـکوویت، کـوارتز، میکـروکلین و ارتوکلازهـای پرتیتـی شـده؛ (C) تشـکیل بافـت میرمکیتـی کـوارتز و سـدیم‌فلدسـپار درون میکـروکلین؛ (D) تشـکیل بافـت میرمکیتـی در مـرز بـین کـوارتز و ارتـوکلاز؛ (E) (F) بلـور گارنـت نیمه‌شـکل‌دار

و خردشده با ادخال‌های کوارتز (تصویر A، C، D و E در نور XPL و تصویرهای B و F در نور PPL).



شکل ۳-۲۲- ترکیب فلدسپارهای زمینه سنگ و ادخال‌های فلدسپار درون گارنت، پگماتیت‌های خلج (نمودار برگرفته از دیر و همکاران، ۱۹۹۲).



شکل ۳-۲۳- نمودار طبقه‌بندی بیوتیت درون پگماتیت خلج (برگرفته از دیر و همکاران، ۱۹۹۲).

۳-۳-۳- سنگ‌نگاری هورنفلس و میکاشیست‌های گارنت‌دار خلج

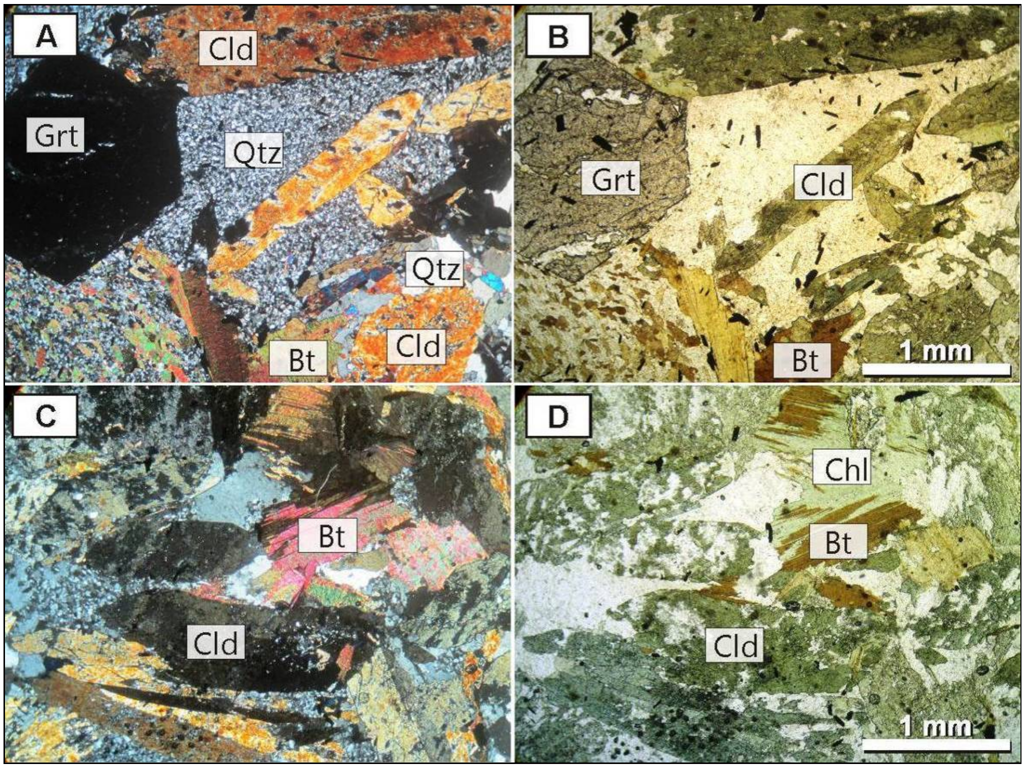
۳-۳-۳- الف- سنگ‌نگاری گارنت کلریتویید هورنفلس

گارنت کلریتویید هورنفلس حاصل دگرگونی مجاورتی ناشی از نفوذ مونزوگرانیت به درون متاپلیت‌های منطقه بوده و در سطح هَمبَری آن‌ها دیده می‌شوند. این سنگ‌ها از نظر کانی‌شناسی شامل بلورهای بیوتیت، کلریتویید، گارنت و کوارتز رشد یافته با بافت پورفیروبلاستیک هستند. نبود جهت‌یافتگی بلورهای این سنگ را می‌توان با عنوان بافت هورنفلسی بیان کرد.

- کانی‌های زمینه آن کوارتزهای بسیار دانه‌ریز است که جهت‌یافتگی نشان نمی‌دهند. کوارتزهای دانه‌ریز و گروهی دارای قطر کم‌تر از ۰/۱ میلی‌متر و گروهی دیگر دارای قطر

حـدوداً ۰/۳ میلی‌متـر هسـتند. کوارتزهـای درشـت‌تر فاقـد کشـیدگی و به‌صـورت نیمه‌شـکل‌دار در فضای بین سایر بلورها هستند؛

- بیوتیت‌ها بـا فراوانـی خیلـی کـم و بـدون جهـت‌یـافتگی در بـین کلریتوییـدها پراکنـده هسـتند و در برخی از آن‌هـا زیـرکن بـا هالـه پلئوکروییـک به‌صـورت ادخـال دیـده می‌شـود (شـکل‌های ۳-۲۴-A و B). در برخـی قسـمت‌ها شـواهدی از تبـدیل بیوتیـت بـه کلریت‌هـای سـبز رنـگ دیـده می‌شـود (شـکل‌های ۳-۲۴-C و D). در ایـن حالـت کلریـت در حـال تشـکیل در امتـداد رخ‌هـای بیوتیـت است و شکل اولیه بیوتیت به‌صورت کاذب[1] حفظ شده است؛



شـکل ۳-۲۴- تصـویرهای میکروسـکوپی از گارنـت کلریتوییـد هـورنفلس در مـرز شیسـت‌ها و گرانیتوییـد خلـج: (A) (B) پـورفیر گارنـت شـکل‌دار، کلریتوییـد و بیوتیـت در زمینـه دانـه‌ریز از کـوارتز؛ (C) (D) بیوتیـت در حـال تبـدیل بـه کلریت (تصاویر A و C در نور XPL و تصویرهای B و D در نور PPL).

- کلریتوییـدها بـا پلئوکروییسـم سـبز تیـره و روشـن، فراوانـی بـالایی (نسـبت بـه میکاهـا و پورفیروبلاسـت‌های گارنـت) داشـته امـا جهت‌یـافتگی خاصـی را نشـان نمی‌دهنـد (شـکل‌های ۳-۲۴-A و B). تشکیل این کانی بیانگر مقدار نسبتاً بالای آلومینیم در شیست‌های منطقه است؛
- پورفیرهای گارنـت شـکل‌دار (تـا نیمه‌شـکل‌دار) بـوده و گـاه به‌صـورت تجمعـات سـه تـا چهارتـایی

---
[1] Pseudomorph

در کنار هم قرار دارند و برخی از آن‌ها دارای ادخال‌هایی از کوارتز و بیوتیت هستند (شکل‌های ۳-۲۴-A و B). البته باید توجه داشت که بر خلاف سنگ‌های آذرین، در سنگ‌های دگرگونی بافت سنگ و شکل‌دار بودن کانی‌ها لزوماً بیانگر توالی تبلور کانی‌ها نیست (همباین و کریستینسن[1]، ۲۰۰۴)؛

- کانی‌های کدر شامل بلورهای ریز و فراوانی از ایلمنیت در زمینه و درون پورفیروبلاست‌ها هستند که به‌طور بی‌شکل، نامنظم و پراکنده دیده می‌شوند.

۳-۳-۳- ب- سنگ‌نگاری فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست

این گروه از سنگ‌های متاپلیتی مورد مطالعه، محصول دگرگونی ناحیه‌ای بوده و دارای شیستوزیته خوبی در نمونه دستی هستند و پس از هورنفلس کم‌ترین فاصله را با توده آذرین منطقه دارند. از نظر میکروسکوپی دارای زمینه‌ای دانه‌ریز (اندازه بلورها تقریباً ۲۰۰ میکرون) از کانی‌های کوارتز، بیوتیت، فیبرولیت، مسکوویت، کلریت و کانی‌های کدر (ایلمنیت) بوده و پورفیروبلاست‌های استارولیت و گارنت در آن قرار دارند (شکل ۳-۲۵).

کوارتزها در ابعاد کم‌تر از یک میلی‌متر بی‌شکل و برخی نیمه‌شکل‌دار هستند. جهت‌یابی ترجیحی کانی‌ها باعث شیستوزیته سنگ شده و تا حدودی کوارتزها در امتداد این شیستوزیته کشیدگی نشان داده‌اند (شکل ۳-۲۵)؛

میکاها شامل مسکوویت و بیوتیت‌هایی هستند که غالباً در جهت برش طولی‌شان و به‌صورت نوارهایی در بین کوارتزها دیده می‌شوند. اندازه بیوتیت‌ها در حدود یک تا دو میلی‌متر بوده، دارای ادخال‌هایی از زیرکن با هاله پلئوکروییک هستند. مسکوویت نیز در امتداد جهت‌یافتگی سنگ و به مقدار کم‌تر در سنگ وجود دارد (شکل ۳-۲۵-E). کوارتز و میکاها فضای بین پورفیرها را پر نموده‌اند. حضور میکاهای جهت‌یافته بافت لپیدوبلاستیک را در سنگ به‌وجود آورده است. در مواردی نیز پورفیروبلاست‌ها (مانند گارنت و استارولیت) میکاها را قطع نموده‌اند (شکل ۳-۲۵) که در این حالت، تشکیل میکاها نسبت به گارنت‌ها و استارولیت‌ها تقدم داشته است؛

فیبرولیت‌ها به رنگ قهوه‌ای در امتداد جهت‌یافتگی سایر کانی‌ها در اطراف پورفیروبلاست‌های گارنت و استارولیت قرار داشته و فراوانی نسبتاً بالایی (بیشتر از پنج درصد حجمی) دارند. شکل و حالت قرارگیری آن‌ها به‌ندرت تحت تأثیر شکل پورفیروبلاست‌ها قرار گرفته و بیانگر

[1] Hamblin and Christiansen

تشکیل آن‌ها پیش از تشکیل یا همزمان با تشکیل پورفیروبلاست‌ها است. بر اساس کریک و اسپیر[1] (۱۹۸۸)، بلورهای سیلیمانیت به ضخامت کم‌تر از ۱۰ میکرون را فیبرولیت (سیلیمانیت فیبری) می‌نامند. در این سنگ‌ها فیبرولیت‌ها در اطراف پورفیروبلاست‌های گارنت و استارولیت به‌خوبی دیده می‌شوند (شکل ۳-۲۵). طبق نظر ناگار و آترتون[2] (۱۹۷۰) و پیچر و رید[3] (۱۹۶۳) سیلیمانیت‌های منشوری در سنگ‌هایی با بالاترین حرارت به‌وجود می‌آیند، درحالی‌که فیبرولیت‌ها در حرارت پایین‌تر تشکیل می‌شوند. موضوع شرایط پایداری فیبرولیت در مقایسه با معادل دانه‌درشت‌تر آن (سیلیمانیت) همواره مورد سؤال بوده است. به عقیده یاردلی[4] (۱۹۷۷) محدوده پایداری فیبرولیت از سیلیمانیت منشوری بیش‌تر است. در حالی‌که بسیاری از تجربیات آزمایشگاهی مؤید یکنواختی شرایط حرارت و فشار تشکیل فیبرولیت و سیلیمانیت هستند، بیش‌تر شواهد صحرایی منعکس کننده تفاوت در شرایط تشکیل این دو کانی هستند (همام و همکاران، ۱۳۸۷). در حالت معمولی تشکیل منشورهای سیلیمانیت با ناپایداری آندالوزیت همراه است در حالی‌که در نمونه‌های فاقد منشور و دارای فیبرولیت، آندالوزیت می‌تواند پایدار باشد، بنابراین فیبرولیت‌ها در محدوده پایداری آندالوزیت نیز ظاهر می‌شوند (هولداوی و موخوپادهیا[5]، ۱۹۹۳). از طرفی بیوتیت می‌تواند به‌عنوان کاتالیزور عمل کرده و تشکیل این فیبرولیت‌ها را تسریع کند (فوستر[6]، ۱۹۹۱)؛

استارولیت‌ها به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و اغلب دارای فرم شش گوش بوده، فراوانی آن‌ها ۲۰ تا ۲۵ درصد است و غالباً دگرسان شده‌اند. استارولیت‌ها غالباً پس از تکتونیک بوده و بر شکل و حالت کانی‌های میکایی اطراف تأثیر نگذاشته‌اند، اما در اطراف برخی از آن‌ها، جهت‌گیری کانی‌های میکایی اندکی تحت تأثیر شکل پورفیر قرار گرفته (شکل ۳-۲۵-C) که بیانگر حداقل تبلور استارولیت‌ها در دو مرحله است. به این ترتیب می‌توان تشکیل این استارولیت‌ها را هم‌زمان تا پس از تکتونیک دانست؛

- گارنت‌ها که فراوانی کم‌تری نسبت به استارولیت دارند به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و ادخال‌های فراوانی (عمدتاً از نوع کوارتز) در آن‌ها به‌صورت پراکنده مشاهده می‌شود. در شکل ۳-۲۵ می‌توان تشکیل گارنت‌های پس از تکتونیک را مشاهده کرد که در آن

[1] Kerrick and Spear

[2] Naggar and Atherton

[3] Pitcher and Read

[4] Yardely

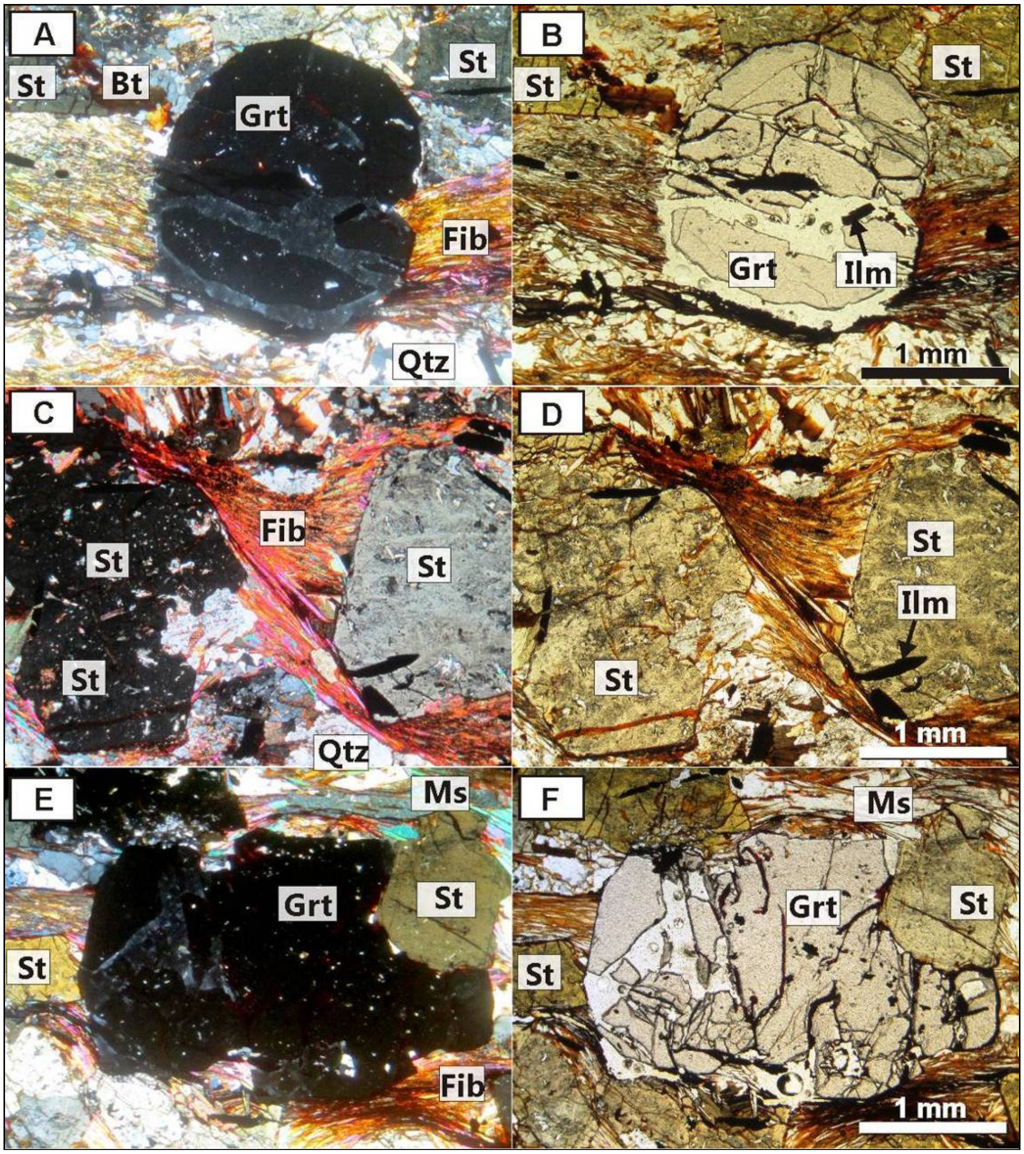
[5] Holdaway and Mukhopadhyay

[6] Foster

فابریک خارجی اطراف پورفیروبلاست گارنت منحرف نشده و سایه‌فشاری نیز تشکیل نشده است و شکستگی‌های داخلی گارنت نیز عمدتاً به‌صورت عمود بر شیستوزیته سنگ قرار دارند (شکل ۳-۲۵-E و F)؛

– ایلمنیت به‌صورت تیغه‌های کوچک مستطیل شکل و گاه نیمه‌شکل‌دار در درون گارنت، استارولیت و زمینه کوارتز - میکایی به‌صورت پراکنده دیده می‌شود (شکل ۳-۲۵). علاوه بر درون شکستگی‌های گارنت، ایلمنیت در امتداد مسکوویت‌ها نیز مشاهده می‌شود.

با توجه به حضور بلورهای استارولیت و به‌مقدار کم‌تر گارنت به‌صورت پورفیروبلاست در زمینه کوارتز - میکایی، می‌توان بافت سنگ را پورفیرولپیدوبلاستی نام گذاشت.

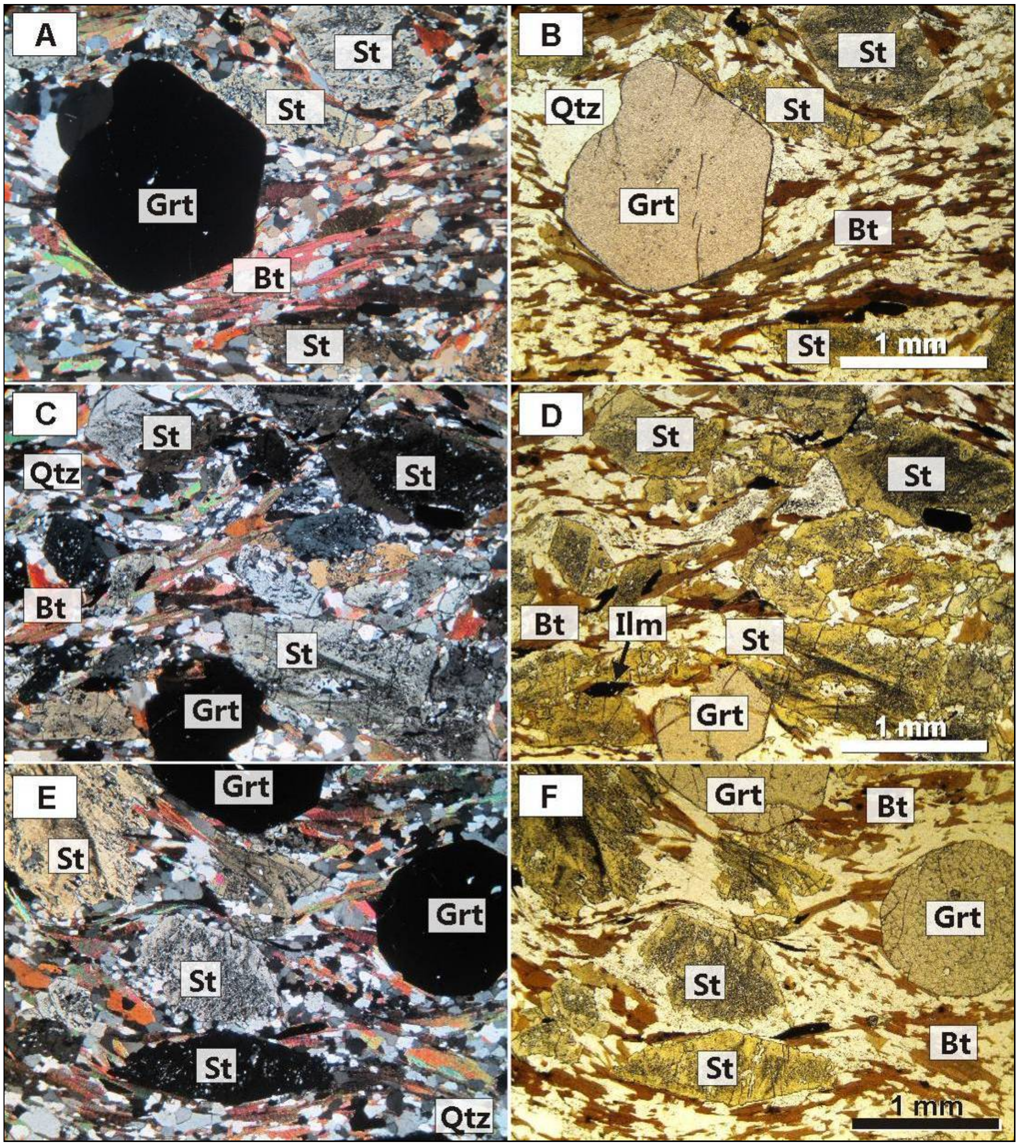


شکل ۳-۲۵- تصویرهای میکروسکوپی از فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست خلج: پورفیرهای گارنت شکل‌دار، نیمه‌شکل‌دار تا گرد شده در کنار بلورهای شکل‌دار استارولیت در برش‌های طولی و عرضی، در زمینه‌ای دانه‌ریز از کوارتز و میکا (بیوتیت و مسکوویت) و فیبرولیت‌ها که همگی در امتداد شیستوزیته سنگ هستند. تیغه‌های ایلمنیت نیز در سطح مقطع و کانی‌ها پراکنده‌اند (تصاویر A، C، E و G در نور XPL و تصاویر B، D، F و H در نور PPL).

۳-۳-۳- پ- سنگ‌نگاری گارنت استارولیت میکاشیست

گارنت استارولیت میکاشیست در فاصله دورتری از توده نفوذی مونزوگرانیتی خلج و به سمت کوه معجونی نمونه‌برداری شده است. از نظر میکروسکوپی دارای زمینه‌ای از کوارتز و ورقه‌های بیوتیت با جهت‌یافتگی است که در آن پورفیروبلاست‌های گارنت و استارولیت قرار دارند. بافت این سنگ پورفیرولپیدوبلاستی است.

- کوارتزها در ابعاد کم‌تر از یک میلی‌متر بی‌شکل بوده و غالباً در امتداد شیستوزیته سنگ کشیدگی دارند (شکل ۳-۲۶)؛
- میکاها شامل بیوتیت‌هایی هستند که غالباً در جهت برش طولی‌شان و به‌صورت بلورهایی در بین کوارتزها و در امتداد شیستوزیته سنگ دیده می‌شوند. جهت‌یافتگی بیوتیت بافت لپیدوبلاستی را در سنگ به‌وجود آورده است؛
- استارولیت‌ها به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و اغلب دارای فرم شش گوش بوده، فراوانی بیش‌تری نسبت به گارنت‌ها دارند و دارای ادخال‌های ریز فراوانی از کوارتز هستند، به‌طوری‌که ساخت پویی‌کیلوبلاستی را به‌وجود آورده‌اند (شکل‌های ۳-۲۶-C و D). شکل‌گیری بلورهای استارولیت که تأثیر بر حالت و شکل میکاهای اطرافش نداشته بیانگر تشکیل این کانی به‌صورت پس از تکتونیک است؛
- گارنت‌ها به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و در آن‌ها ادخال‌ها فراوانی قابل ملاحظه‌ای ندارند. در اطراف گارنت‌ها پدیده سایه‌های فشاری دیده نمی‌شود؛ اما به‌هرحال در مواردی برخی از کانی‌های میکایی اطراف را دچار تغییر شکل و انحراف کرده که نشان‌دهنده تشکیل آن‌ها به‌صورت هم‌زمان با تکتونیک (شکل‌های ۳-۲۶-A و B) تا پس از تکتونیک است (شکل‌های ۳-۲۶-E و F)؛
- ایلمنیت به‌صورت تیغه‌های کوچک مستطیل شکل و کشیده در درون سایر کانی‌ها و در امتداد شیستوزیته سنگ، به‌صورت پراکنده دیده می‌شود (شکل ۳-۲۶-D).



شکل ۳-۲۶- تصویرهای میکروسکوپی از گارنت‌استاورولیت‌میکاشیست خلج: پورفیرهای گارنت شکل‌دار، نیمه‌شکل‌دار تا گرد شده در کنار بلورهای شکل‌دار استاورولیت در برش‌های طولی و عرضی، در زمینه‌ای از کوارتز و میکا (بیوتیت) که در امتداد شیستوزیته سنگ قرار دارند و تیغه‌های ایلمنیت که در سطح مقطع و کانی‌ها پراکنده هستند (تصاویر A، C، E و G در نور XPL و تصاویر B، D، F و H در نور PPL).

۳-۳-۳- ت- سنگ‌نگاری استاورولیت گارنت میکاشیست

این سنگ‌ها که حاصل تأثیر فشار و دمای دگرگونی ناحیه‌ای بوده و در مقایسه با سایر نمونه‌ها، نسبت به توده نفوذی بیش‌ترین فاصله را دارند، در نمونه دستی دارای شیستوزیته بوده و در زیر میکروسکوپ نیز کانی‌های جهت‌یافته دارند. زمینه سنگ دانه‌ریز (اندازه بلورها تقریباً ۱۰۰ میکرون) و شامل مجموعه‌ای از ریزبلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل کوارتز، مسکوویت، بیوتیت،

تورمالین و ایلمنیت است که پورفیروبلاست‌های درشت بلور گارنت و استارولیت در آن قرار دارند (شکل ۳-۲۷).

با توجه به وجود کانی‌های میکایی با جهت‌یافتگی نسبی می‌توان گفت سنگ دارای بافت پورفیرولپیدوبلاستی است.

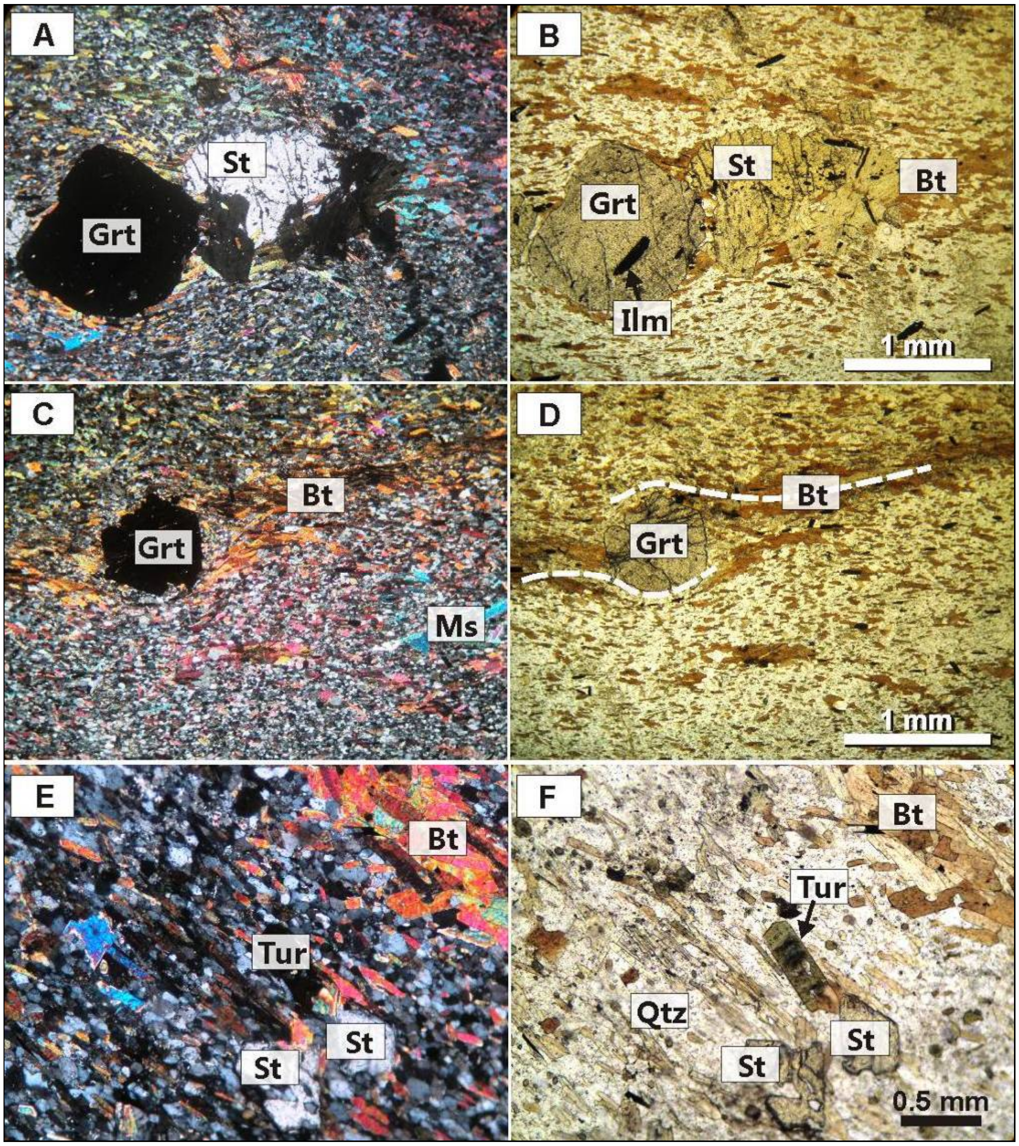
- بیوتیت‌ها که در اندازه تقریبی یک میلی‌متر یا کم‌تر در فضای بین آن‌ها پراکنده‌اند دارای جهت‌گیری نسبی و دارای ادخال‌های زیرکن با هاله پلئوکروییک هستند. شکل و شیستوزیته کانی‌های میکایی تحت تأثیر شکل پورفیروبلاست‌های گارنت قرار گرفته است (شکل‌های ۳-۲۷- C و D). علاوه بر بیوتیت، مسکوویت نیز به مقدار کم‌تر در سنگ وجود دارد (شکل ۳-۲۷-C).
- گارنت‌ها به‌صورت پورفیروبلاست‌هایی با قطر نزدیک به یک میلی‌متر، نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار بوده و ادخال‌های کمی دارند. در شکل ۳-۲۷-B مشاهده می‌شود که ادخال ایلمنیت درون گارنت با شیستوزیته سنگ تقریباً هم‌جهت است. گارنت‌ها در پوششی از بیوتیت‌ها قرار گرفته‌اند و با توجه به تأثیر آن‌ها بر شکل میکاها پیش از تکتونیک هستند؛ اما در برخی از آن‌ها می‌توان سایه‌های فشاری به‌صورت فابریک S یا اشکال زیگموییدال[1] مشاهده کرد که نشانه تأثیر نیروهای برشی و تشکیل پورفیروبلاست به‌صورت هم‌زمان با تکتونیک است (شکل ۳-۲۷-D)؛
- استارولیت هم با فراوانی کم‌تری نسبت به گارنت و به‌صورت پورفیروبلاست‌هایی با ابعاد یک تا سه میلی‌متر مشاهده می‌شود (شکل‌های ۳-۲۷- A و B). استارولیت‌ها غالباً بر جهت‌یافتگی بیوتیت‌ها بی‌تأثیر بوده و پس از تکتونیک تشکیل شده‌اند؛
- مقادیر اندکی بلورهای ریز و نیمه‌شکل‌دار تورمالین نیز مشاهده می‌شود که بیانگر وجود عناصری مانند بور و عملکرد سیالات در هنگام دگرگونی است (شکل‌های ۳-۲۷- E و F)؛
- ادخال‌های ایلمنیت به‌صورت تیغه‌های کوچک مستطیلی شکل و گاه بی‌شکل در همه زمینه سنگ و نیز درون پورفیروبلاست‌ها (گارنت و استارولیت) پراکنده هستند (شکل‌های ۳-۲۷- A و B).

به‌طور کلی، گارنت‌ها دارای ادخال‌های کم و با پراکندگی نامنظم از کوارتز هستند. اندازه گارنت‌ها از حدود دو تا سه میلی‌متر در نمونه فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست تا یک تا دو میلی‌متر در استارولیت گارنت میکاشیست متغیر است. قطع شدن بیوتیت‌ها توسط گارنت‌ها و نیز تشکیل سایه‌های

[1] Sigmoidal

فشاری نسبتاً ناقص در اطراف گارنت‌ها توسط میکاها گویای تقدم تشکیل بیوتیت‌ها نسبت به گارنت تا تشکیل هم‌زمان گارنت و بیوتیت است.

بررسی و مقایسه نمونه فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست (که در فاصله کم‌تری نسبت به مونزوگرانیت خلج قرار دارد) با گارنت استارولیت میکاشیست و استارولیت گارنت میکاشیست خلج (که در فاصله بیش‌تری نسبت به مونزوگرانیت خلج قرار دارند) بیانگر افزایش فراوانی گارنت در مقایسه با استارولیت، از سمت توده نفوذی به سمت مناطق غربی و محدوده مجموعه دگرگونی مشهد است.

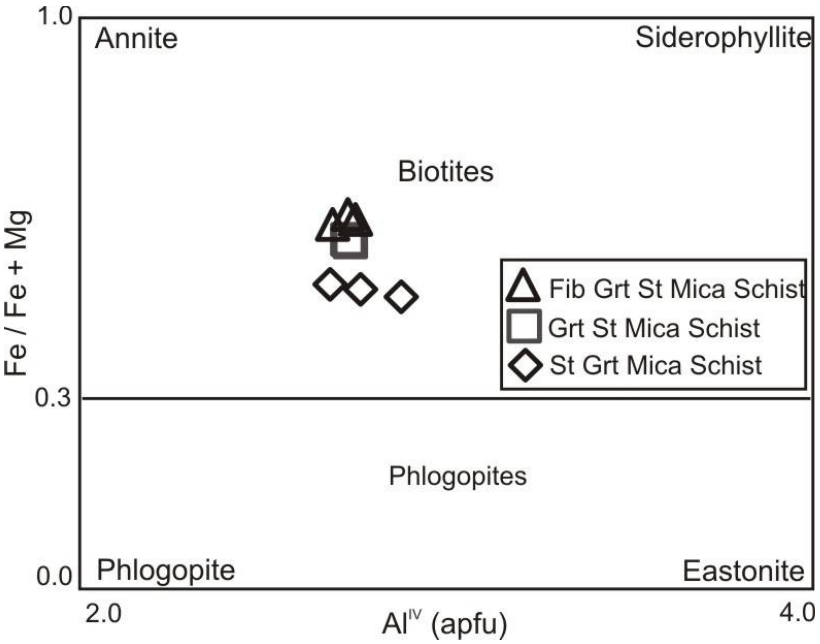


شکل ۳-۲۷- تصویرهای میکروسکوپی از استارولیت گارنت میکاشیست خلج: (A) (B) پورفیر گارنت شکل‌دار و استارولیت در زمینه‌ای دانه‌ریز از کوارتز و میکا (بیوتیت و مسکوویت)؛ (C) (D) بیوتیت‌های اطراف گارنت شکل‌دار؛ (E) (F) بلور تورمالین در مقطع طولی (تصاویر A، C و E در نور XPL و تصاویر B، D و F در نور PPL).

۳-۴-۳- شیمی‌کانی‌ها در میکاشیست‌های خلج

۳-۴-۳-۱- میکا

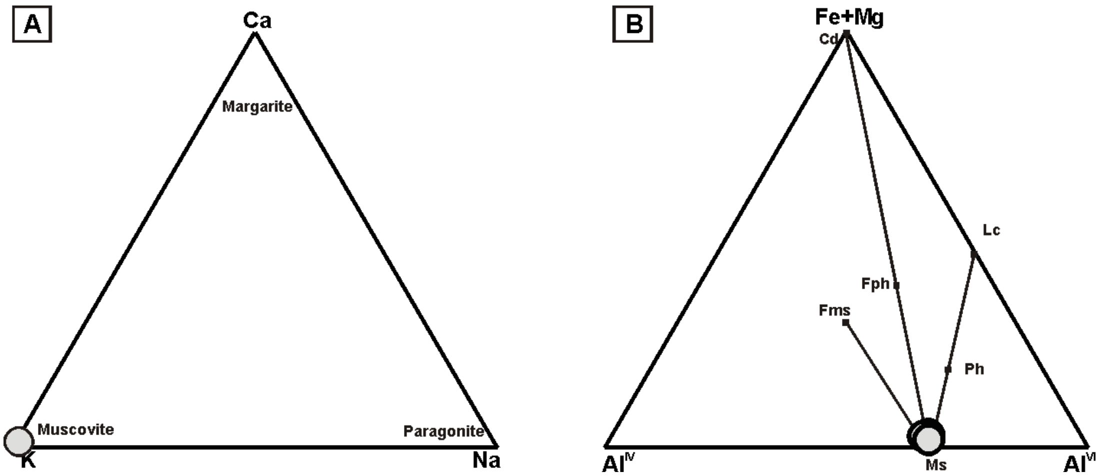
با توجه به طبقه‌بندی دیر و همکاران (۱۹۹۲) و محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن، میکای سیاه دارای Al^{iv} = ۲/۶۸ تا ۲/۸۸ اتم در فرمول ساختاری و Fe/(Fe+Mg) = ۰/۵۱ تا ۰/۶۶ بوده و همگی از نوع بیوتیت هستند (شکل ۳-۲۸). در نمونه‌های استارولیت گارنت میکاشیست و گارنت استارولیت میکاشیست، بیوتیت‌ها دارای X_{Mg} [1] بالاتر (در حدود ۰/۴) نسبت به نمونه فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست (در حدود ۰/۳) هستند (پیوست ۵-۳-۴). همچنین، بیوتیت موجود در فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست و گارنت استارولیت میکاشیست نسبت به استارولیت گارنت میکاشیست دارای میزان آهن و تیتانیم بیش‌تر (به‌ترتیب ۰/۴ و ۰/۳ اتم در واحد فرمول ساختاری) و منیزیم کم‌تر (۰/۵ اتم در واحد فرمول ساختاری) است (پیوست ۵-۳-۴). در نمونه فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست، میکای سفید دارای Fe# برابر ۰/۶ تا ۰/۷ و X_{Mg} در حدود ۰/۰۲ بوده و بر روی نمودارهای مثلثی فین‌استرا[2] (۱۹۹۶) در محدوده ترکیبی مسکوویت‌ها قرار دارند (شکل ۳-۲۹).



شکل ۳-۲۸- نمودار طبقه‌بندی بیوتیت موجود در استارولیت گارنت میکاشیست، گارنت استارولیت میکاشیست و فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست خلج (برگرفته از دیر و همکاران، ۱۹۹۲).

[1] $Mg/(Mg+Fe+^{vi}Al)$

[2] Feenstra



شکل ۳-۲۹- موقعیت ترکیبی مسکوویت‌های درون نمونه فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست خلج بر روی: (A) نمـودار مثلثـی Ca-K-Na (برگرفتـه از فین‌اسـترا، ۱۹۹۶)؛ (B) نمـودار مثلثـی $Fe+Mg - Al^{vi} - Al^{iv}$ (برگرفتـه از فین‌اسـترا، ۱۹۹۶)؛ (Lc=leucophyllite; Ph=phengite; Cd=celadonite; Ms=muscovite; Fms=ferrimuscovite; Fph=ferriphengite).

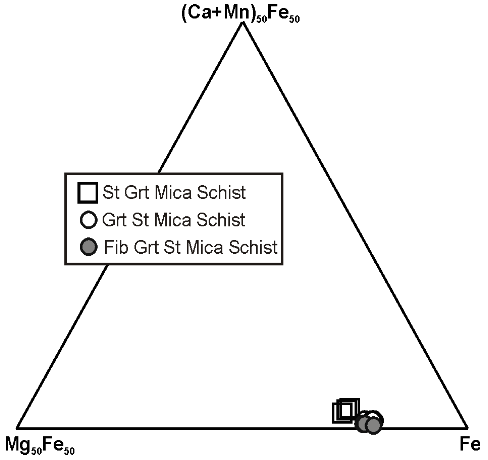
۳-۳-۴-۲- گارنت

میانگین ترکیب گارنت‌ها آلماندین (- اسپسارتین) بوده و در نمونه استارولیت گارنت میکاشیست به‌صـورت $Alm_{52.08-71.31}Sps_{28.40-10.89}Grs_{14.81-7.74}Pyr_{4.71-10.06}$ (پیوسـت ۵-۴-۶)، در نمونـه گارنـت اسـتارولیت میکاشیست $Alm_{80.78-91.41}Sps_{17.54-4.90}Grs_{5.15-1.88}Pyr_{6.62-10.90}$ و در نمونـه فیبرولیـت گارنـت اسـتارولیت میکاشیست $Alm_{81.21-84.43}$ $Sps_{9.86-6.80}$ $Grs_{1.21-0.82}$ $Pyr_{7.71-7.96}$ است (پیوست ۵-۴-۷). این گارنت‌ها دارای منطقه‌بندی شیمیایی هستند. در اسـتارولیت گارنـت میکاشیسـت، هسـته گارنـت دارای مقـدار اسپسـارتین، گروسولار و آندرادیت بالاتر و مقدار آلماندین و پیروپ کم‌تری نسبت به بخـش حاشـیه اسـت. در گارنـت استارولیت میکاشیست، هسته گارنت دارای مقدار اسپسارتین و گروسولار بالاتر و مقدار آلماندین و پیـروپ کم‌تری نسبت بـه بخـش حاشـیه اسـت. همچنین، میـانگین نسـبت ایزوتـوپ پایـدار اکسـیژن در گارنـت ($\delta^{18}O_{garnet}$) درون هورنفلس خلج (پیوست ۶-۲) بیانگر مقدار ۱۲/۶۲ پرمیل اکسیژن است.

۳-۳-۴-۳- استارولیت

فرمول ساختاری استارولیت بر اساس ۴۸ اتم اکسیژن محاسبه شده اسـت (پیوسـت ۵-۶) و مطـابق نمـودار مثلثی Ca+Mn - Mg - Fe (شکل ۳-۳۰)، از نوع استارولیت‌های آهن‌دار هستند. البته اسـتارولیت در نمونـه استارولیت گارنت میکاشیست دارای آلومینیم، منگنز و منیزیم بـالاتر و آهـن کم‌تـری نسـبت بـه نمونـه‌های فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست و گارنت استارولیت میکاشیست است. علاوه بـر درجـه دگرگـونی، مقدار بالاتر محتوای آهن سنگ با پایداری و فراوانی استارولیت در گارنت استارولیت میکاشیست نیز مرتبط است. منیزیم نیز تمایل بیش‌تری برای ورود به بیوتیت (در مقایسه با استارولیت) دارد، لذا با افزایش پایداری

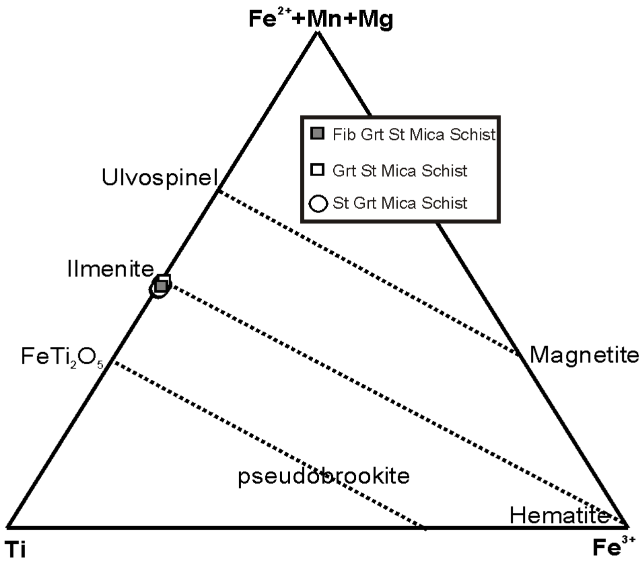
استارولیت از سمت استارولیت گارنت میکاشیست به سمت فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست (در فاصله نزدیک‌تری به توده نفوذی خلج) از مقدار منیزیم بیوتیت کاسته شده است (شکل ۳-۲۸) اما بر فراوانی مودال و پایداری بیوتیت‌ها افزوده شده است.



شکل ۳-۳۰- موقعیت ترکیب استارولیت بر روی نمودار مثلثی Ca+Mn - Mg - Fe.

۳-۴-۳-۴- ایلمنیت

کانی کدر موجود در میکاشیست‌های مورد مطالعه دارای ترکیب ایلمنیت ($FeTiO_3$) است (شکل ۳-۳۱). البته در نمونه استارولیت گارنت میکاشیست، ایلمنیت دارای آهن کم‌تر و منگنز بالاتری (MnO~۱/۵ wt%) نسبت به فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست (MnO~۰/۸ wt%) است (پیوست ۵-۵-۲) که می‌توان آن را نشان‌دهنده مقدار بالاتر آهن در سنگ مادر گارنت استارولیت میکاشیست دانست که بر پایداری استارولیت در این سنگ‌ها نیز مؤثر بوده است.



شکل ۳-۳۱- ترکیب کانی کدر موجود در میکاشیست‌های خلج بر روی نمودار سه‌تایی -Ti Fe^{2+}+Mg+Mn- Fe^{3+} (برگرفته از ملوسو و ستنا، ۲۰۱۱).

۳-۴- سنگ‌نگاری سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه غرب ده‌نو

۳-۴-۱- سنگ‌های آذرین منطقه غرب ده‌نو

توده نفوذی غرب ده‌نو دارای رخنمونی با ابعاد حدوداً یک در دو کیلومتر در امتداد زون درزشدگی پالئوتتیس است. در طی فاز کوه‌زایی سیمرین (نورین تا اوایل ژوراسیک) این توده توسط زون برشی شمال‌غرب - جنوب‌شرق قطع شده و در نتیجه به‌صورت پرتومیلونیت، میلونیت و اولترامیلونیت در آمده است (رحیمی و علی‌زاده، ۱۳۹۰) و در طی جایگیری این توده در زمان ژوراسیک، دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه منجر به تشکیل یک برگوارگی ضعیف در این سنگ‌ها شده است. رخنمون‌های گرانیتویید در منطقه پراکنده هستند و در اغلب بخش‌ها این توده توسط رسوبات جوان‌تر کواترنری پوشیده شده است. نمونه‌برداری‌های لازم برای این مطالعه از سمت واحدهای شیستی در شمال، به سمت برونزدهای مختلف این توده نفوذی در امتداد جنوب، شرق و غرب انجام شد و پس از نمونه‌برداری از هورنفلس در سطح هَمبَری، نمونه‌برداری‌ها از توده نفوذی آغاز شد. نوع واحدهای سنگی در رخنمون‌ها و نقاط نمونه‌برداری دیوریت، تونالیت تا گرانودیوریت است.

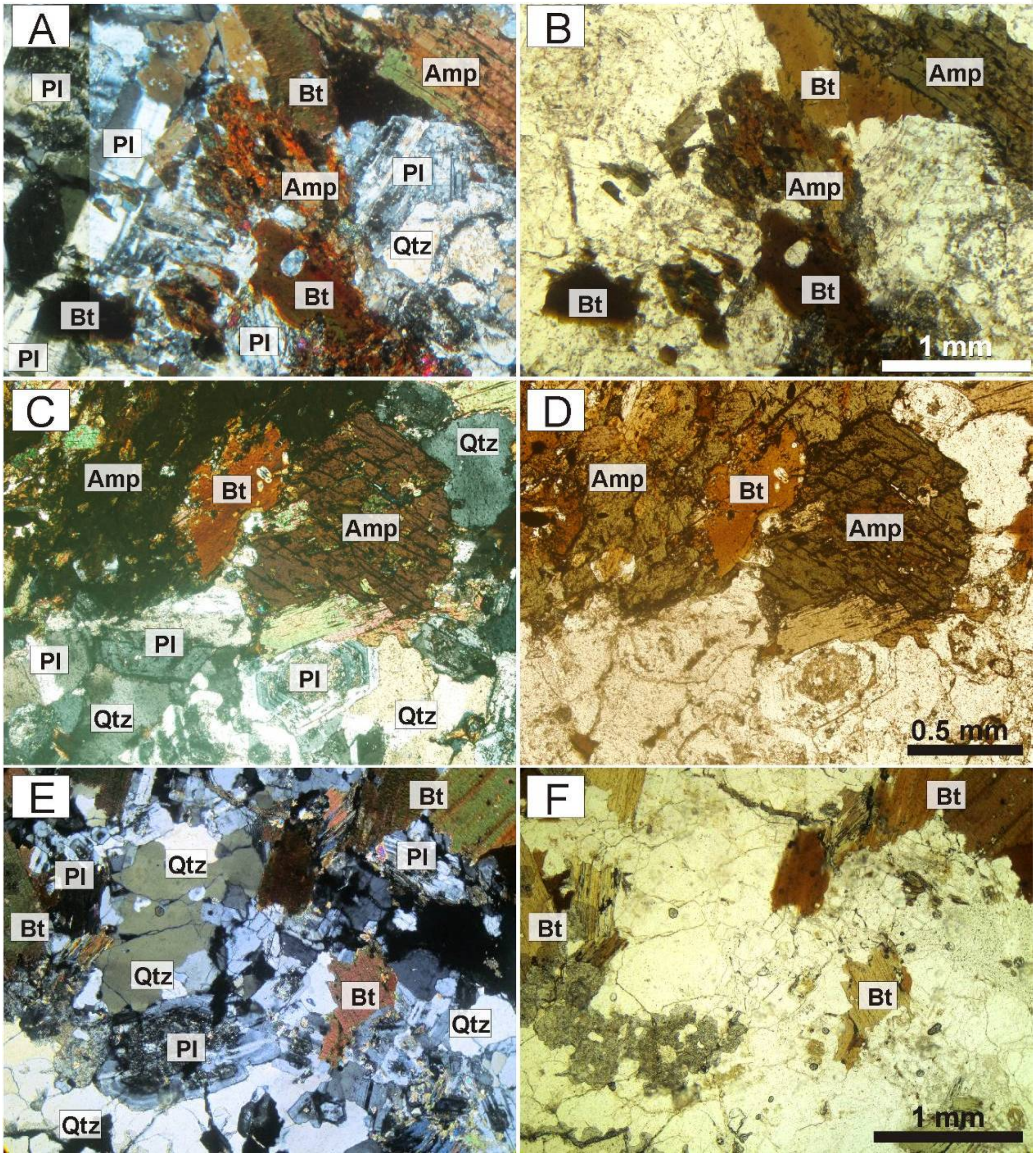
۳-۴-۱-۱- سنگ‌نگاری سنگ‌های آذرین منطقه غرب ده‌نو

توده گرانیتوییدی ده‌نو دارای بافت میکروسکوپی متوسط دانه و گرانولار است. در این توده انکلاوهای رسوبی و یا کانی‌های دگرگونی (مانند کردیریت، سیلیمانیت) در توده نفوذی دیده نمی‌شوند. همان‌گونه که پیش‌تر نیز اشاره شد، این توده نفوذی دارای محدوده ترکیبی از دیوریت، تونالیت تا گرانودیوریت است که در این مطالعه گاه به‌طور مخفف از عنوان DTG[1] برای آن استفاده شده است. ترکیب مودال توده دیوریت - تونالیت - گرانودیوریت در پیوست ۸ آورده شده است. بر اساس مطالعه ترکیب مودال توده نفوذی، رخنمون‌های این توده نفوذی غالباً ماهیت تونالیت تا گرانودیوریتی نشان می‌دهند و دیوریت‌ها دارای رخنمون کم‌تری بوده و غالباً توسط رسوبات جوان‌تر و یا واحدهای دگرگونی پنهان شده‌اند. با توجه به تکتونیک پویای منطقه و قرارگیری آن در زون درزشدگی پالئوتتیس، عوامل تکتونیکی و گسل‌های منطقه نیز جابه‌جایی رخنمون‌ها و ایجاد ناهمگنی و بی‌نظمی ترکیبی در رخنمون این توده را شدت بخشیده‌اند. در هر حال، نمونه‌برداری از گرانیتویید ده‌نو بر اساس دارا بودن گارنت و امکان جداسازی گارنت از آن‌ها انجام شده است.

- بررسی ترکیب مودال دیوریت نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از کوارتز (در حدود ۱۲ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (در حدود ۴۵ درصد حجمی)، آمفیبول (در حدود ۸ درصد

[1] Diorite - Tonalite - Granodiorite

حجمی) و بیوتیت (در حدود ۲۰ درصد حجمی)، به‌عنوان کانی‌های اصلی؛ آلکالی فلدسپار، گارنت، ایلمنیت، اپیدوت به‌عنوان کانی‌های فرعی و کمی مسکوویت و کلریت به‌عنوان کانی‌های ثانویه و حاصل از دگرسانی تشکیل شده است (شکل‌های ۳-۳۲-A و B).



شکل ۳-۳۲- تصویر میکروسکوپی از کانی‌شناسی: (A) (B) دیوریت دهنو؛ (C) (D) تونالیت دهنو و (E) (F) گرانودیوریت دهنو (تصاویر A، C و E در نور XPL و تصاویر B، D و F در نور PPL).

- در بررسی میکروسکوپی، تونالیت دانه متوسط است و اندازه متوسط دانه‌ها در حدود یک میلی‌متر است. بر اساس مودال کانی‌ها (پیوست ۸)، تونالیت از کوارتز (۱۳ تا ۳۸ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز

(۳۰ تا ۴۹ درصد حجمی)، آمفیبول (۰/۱ تا ۲۲ درصد حجمی) و بیوتیت (۱۳ تا ۲۹ درصد حجمی)، به‌عنوان کانی‌های اصلی؛ آلکالی فلدسپار، ایلمنیت، اپیدوت و گارنت به‌عنوان کانی‌های فرعی و کمی مسکوویت و کلریت به‌عنوان کانی‌های ثانویه و حاصل از دگرسانی و به مقدار کم پیروکسن (اوژیت) تشکیل شده است. بافت موجود در این سنگ‌ها نیمه شکل‌دار دانه‌ای (گرانولار) است. در شکل‌های ۳-۳۲-C و D، تصاویری میکروسکوپی آن‌ها آورده شده است.

- گرانودیوریت از کوارتزهای بی‌شکل (۱۶ تا ۳۰ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (۳۵ تا ۵۴ درصد حجمی) با ماکل آلبیتی و زونینگ، بیوتیت (۶ تا ۲۱ درصد حجمی) و مقدار کمی آلکالی فلدسپار (۹ تا ۱۷ درصد حجمی) به‌عنوان کانی‌های اصلی؛ و مقدار کمی آمفیبول، ایلمنیت، اپیدوت و گارنت به‌عنوان کانی‌های فرعی و کمی مسکوویت و کلریت به‌عنوان کانی‌های ثانویه و حاصل از دگرسانی تشکیل شده است (شکل‌های ۳-۳۲-E و F).

۳-۴-۱-۲- شیمی کانی‌ها در سنگ‌های گرانیتوییدی منطقه غرب ده‌نو

ترکیب شیمیایی کانی‌ها بر اساس آنالیز ریزپردازشی در پیوست ۵ آورده شده است. کانی‌ها در دو گروه مورد آنالیز ریزپردازشی قرار گرفته‌اند: ۱- کانی‌های زمینه سنگ و ۲- ادخال‌های موجود در دانه‌های گارنت. همچنین، منطقه‌بندی در برخی از کانی‌ها بررسی شده است. بررسی خاستگاه گارنت با توجه به اهمیت کلیدی آن در این مطالعه، به فصل ششم موکول شده است.

۳-۴-۱-۲-۱- کوارتز

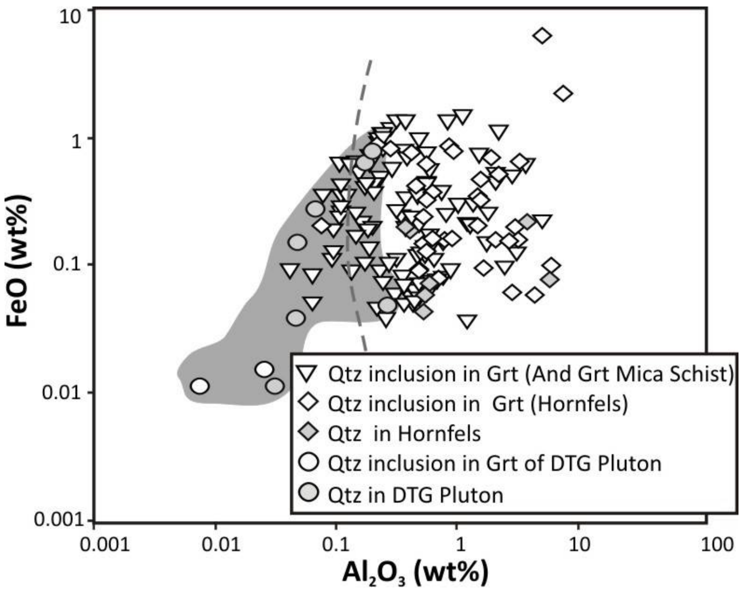
کوارتزهای بی‌شکل با ابعاد متغیر و دارای خاموشی موجی همراه با ادخال‌های پلاژیوکلاز، بافت موزاییکی سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند (شکل ۳-۳۲). کوارتزها ساختار تغییر شکل یافته داشته و در برخی از موارد ادخال‌های سیال[1] در آن‌ها توسط پلیمر و معززلسکو (۱۹۸۰) گزارش شده است. این کانی هم به‌صورت تجمعی از بلورهای ریز در میان سایر کانی‌ها و هم به‌صورت ادخال‌های ریزی درون گارنت‌های درشت‌دانه دیده می‌شود.

شاید بتوان وجود ناخالصی‌های عناصر (مقادیر بالای آلومینیم، آهن، تیتانیم، منگنز و مجموع کلسیم، سدیم و پتاسیم) در ادخال‌ها را به تأثیر و نقش ترکیب گارنت میزبان آن‌ها در هنگام تبلور مرتبط دانست. با توجه به مقادیر حد آشکارسازی عناصر در روش آنالیز ریزپردازشی مورد استفاده (که همگی زیر ۰/۰۲ درصد وزنی هستند، جدول ۱-۲) می‌توان از داده‌های FeO و Al_2O_3 کوارتزها برای مقایسه ترکیب‌شان استفاده کرد. بررسی ترکیب کوارتز موجود در توده نفوذی ده‌نو و ادخال‌های کوارتز درون گارنت‌های آن

[1] Fluid inclusion

(پیوست‌های ۵-۱-۳ و ۵-۱-۴) نشان‌دهنده کم‌ترین میزان ناخالصی از نظر عناصر آهن و آلومینیم و تفاوت این کوارتزها با کوارتز درون سنگ‌های دگرگونی است. همچنین، مقدار ناخالصی عناصر در کوارتز موجود در گارنت توده نفوذی ده‌نو از کوارتز موجود در گارنت شیست‌ها و هورنفلس (پیوست‌های ۵-۱-۳) کم‌تر است (شکل ۳-۳۳).

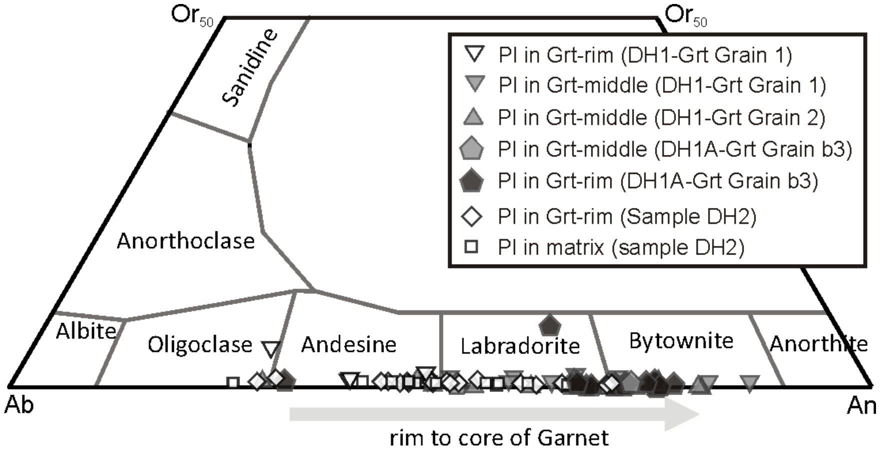
ترکیب ایزوتوپی کوارتز ($\delta^{18}O_{quatrz}$) درون زمینه گرانیتویید ده‌نو (پیوست ۶-۲) بیانگر مقادیر ۱۱/۵۱، ۱۱/۸۰، ۱۲/۲۰ و ۱۴/۷۳ پرمیل اکسیژن (به‌طور میانگین ‰ ۱۲/۵۶ ± ۱/۴) است.



شکل ۳-۳۳- نمودار FeO و Al_2O_3 برای ادخال کوارتز درون گارنت‌های آندالوزیت گارنت میکاشیست (مقاطع شماره DH3 و DH4)، هورنفلس (مقطع شماره DH6) و توده نفوذی ده‌نو (مقطع شماره DH2) و کوارتز موجود در زمینه توده نفوذی ده‌نو (مقطع شماره DH2؛ (محدوده خاکستری: کوارتز درون توده نفوذی ده‌نو و ادخال کوارتز درون گارنت آن؛ خط‌چین: مرز تقریبی ترکیب آن‌ها با کوارتز درون سنگ‌های دگرگونی).

۳-۴-۱-۲-۲- پلاژیوکلاز

پلاژیوکلازها با ابعاد متوسط سه میلی‌متر، به‌صورت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار و دارای ماکل تیغه‌ای و ساده هستند. البته پلاژیوکلاز به‌صورت ادخال‌های ریز از مرکز تا حاشیه درشت‌بلورهای گارنت درون گرانیتوییدها نیز مشاهده می‌شود. تعدادی از پلاژیوکلازها سوسوریتی شده‌اند و بیش‌ترین دگرسانی در مرکز آن‌ها صورت گرفته است. ترکیب بلورهای پلاژیوکلاز زمینه از آندزین تا لابرادوریت متغیر است (پیوست‌های ۵-۲-۴ تا ۵-۲-۸، شکل ۳-۳۴). پلاژیوکلازها عمدتاً از نوع پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار و دارای منطقه‌بندی نرمال تا نوسانی هستند. درجات گوناگون سرد شدن یا کاهش درجه اشباع مذاب، همراه با نرخ آهسته انتشار Al و Si در ماده مذاب و بلورهای پلاژیوکلاز می‌تواند عامل منطقه‌بندی پیچیده پلاژیوکلازها در نظر گرفته شود. ترکیب ادخال‌های پلاژیوکلاز در بخش حاشیه گارنت از الیگوکلاز تا آندزین و ادخال‌های بخش میانی از آندزین تا بیتونیت متغیر است (شکل ۳-۳۴). بنابراین، ترکیب پلاژیوکلازهای زمینه سنگ با ترکیب ادخال‌های دانه‌های گارنت شباهت دارد.



شکل ۳-۳۴- طبقه‌بندی پلاژیوکلازهای موجود در توده نفوذی ده‌نو (برگرفته از دیر و همکاران، ۱۹۹۲).

۳-۴-۱-۲-۳- آمفیبول

بلورهای آمفیبول با اندازه تقریبی سه میلی‌متر، هم اندازه و تقریباً منشوری شکل بوده و چندرنگی سبز نشان می‌دهند. مقدار فراوانی آمفیبول از دیوریت به سمت تونالیت و سپس گرانودیوریت کاهش نشان می‌دهد. تعدادی از بلورهای آمفیبول به‌صورت پویی‌کیلیتیک[۱] دارای ادخال‌هایی از کوارتز و پلاژیوکلاز هستند که احتمالاً در مسیر کانال‌های باریکی که بعداً در هورنبلند ایجاد شده است به‌وسیله نفوذ H_2O، تحت فشار ایجاد شده‌اند. علاوه بر این، آمفیبول به‌صورت ادخال‌های ریزی از حاشیه تا مرکز درشت‌بلورهای گارنت وجود دارد.

نتایج آنالیز ریزپردازشی آمفیبول‌ها به همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها در پیوست ۵-۷ آورده شده است. محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول‌ها بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن و ۱۳ کاتیون بوده و با استفاده از روش لیک[۲] و همکاران (۱۹۹۷) انجام گرفته است. مقدار Fe^{3+} نیز به‌روش استوکیومتری[۳] دروپ[۴] (۱۹۸۷) به‌دست آمد. بر اساس تقسیم‌بندی لیک و همکاران (۱۹۹۷) آمفیبول‌های مورد مطالعه دارای $(Na+K)_A<0.5, Ca_A<0.5$ بوده و مقدار Ti آن‌ها کمتر از ۰/۵ اتم در واحد ساختاری مولکول است. همچنین، مقدار $Fe_{total}/(Fe_{total}+Mg)$ بین ۰/۵ تا ۰/۶ و $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ کم‌تر از ۰/۵ است. بر اساس لیک و همکاران (۱۹۹۷) آمفیبول‌هایی که دارای $(Ca+Na)\geq 1.00$ و $Na_B<0.5$ بوده و $Ca>1.00$ هستند، جزو گروه آمفیبول‌های کلسیک محسوب می‌شوند. بر اساس نام‌گذاری IMA[۵] (لیک و همکاران، ۱۹۹۷) و با

[1] Poikilitic

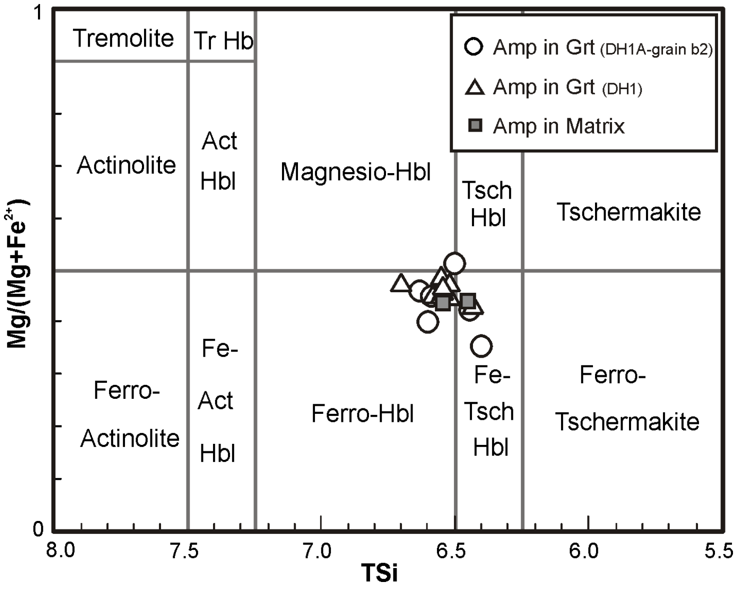
[2] Leake

[3] Stoichiometry

[4] Droop

[5] International Mineralogical Association

توجه به نمودار طبقه‌بندی آمفیبول‌ها (هاوتورن[1] و همکاران، ۲۰۰۷) (شکل ۳-۳۵)، ترکیب آمفیبول‌های مربوط به گرانیتویید ده‌نو و نیز ادخال‌های آمفیبول موجود در درشت بلورهای گارنت از نوع فروهورنبلند[2] است اما تعداد محدودی از آن‌ها نیز وارد محدوده فرو هورنبلند شرماکیتی شده‌اند (شکل ۳-۳۵).



شکل ۳-۳۵- ترکیب آمفیبول درون گرانیتویید ده‌نو بر روی نمودار تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها (برگرفته از روش هاوتورن و همکاران، ۲۰۰۷) [Tsch: tschermakite; Hbl: hornblende].

۳-۴-۱-۲-۴- بیوتیت

بیوتیت‌ها به‌صورت ماگمایی و نیمه‌شکل‌دار (با اندازه تقریبی دو تا سه میلی‌متر) و نیز به‌صورت ثانویه و بی‌شکل (با اندازه یک میلی‌متر) دیده می‌شوند.

(۱) بیوتیت ماگمایی: بیوتیت‌های ماگمایی به‌صورت شکل‌دار مشاهده می‌شوند. قرار گرفتن کوارتز، پلاژیوکلاز و زیرکن در داخل بیوتیت‌های ماگمایی سبب تشکیل بافت پویی‌کیلیتیک شده است که تقدم تبلور این کانی‌ها را نسبت به بیوتیت نشان می‌دهد. بر اساس قوانین بوون[3] در مذاب، کانی آمفیبول پس از پیروکسن و قبل از بیوتیت متبلور می‌شود. همچنین، در ماگماهایی با فوگاسیته اکسیژن پایین و میزان K_2O متوسط، بیوتیت می‌تواند پس از کلینوپیروکسن و قبل از آمفیبول تشکیل شود (هانتینگتون[4]، ۱۹۷۹) که خود دلیلی برای ایجاد بافت پویی‌کیلیتیک حاصل از احاطه شدن بیوتیت توسط آمفیبول است.

(۲) بیوتیت‌های ثانویه: این بیوتیت‌ها به‌صورت دسته‌هایی از دانه‌های کوچک در پیرامون گارنت و آمفیبول قرار گرفته و بی‌شکل هستند؛ که نشان‌دهنده تأخیری بودن بیوتیت‌های ریزدانه نسبت به گارنت و آمفیبول

---

1 Hawthorne

2 Ferro Hornblende = Fe Hbl

3 Bowen

4 Huntington

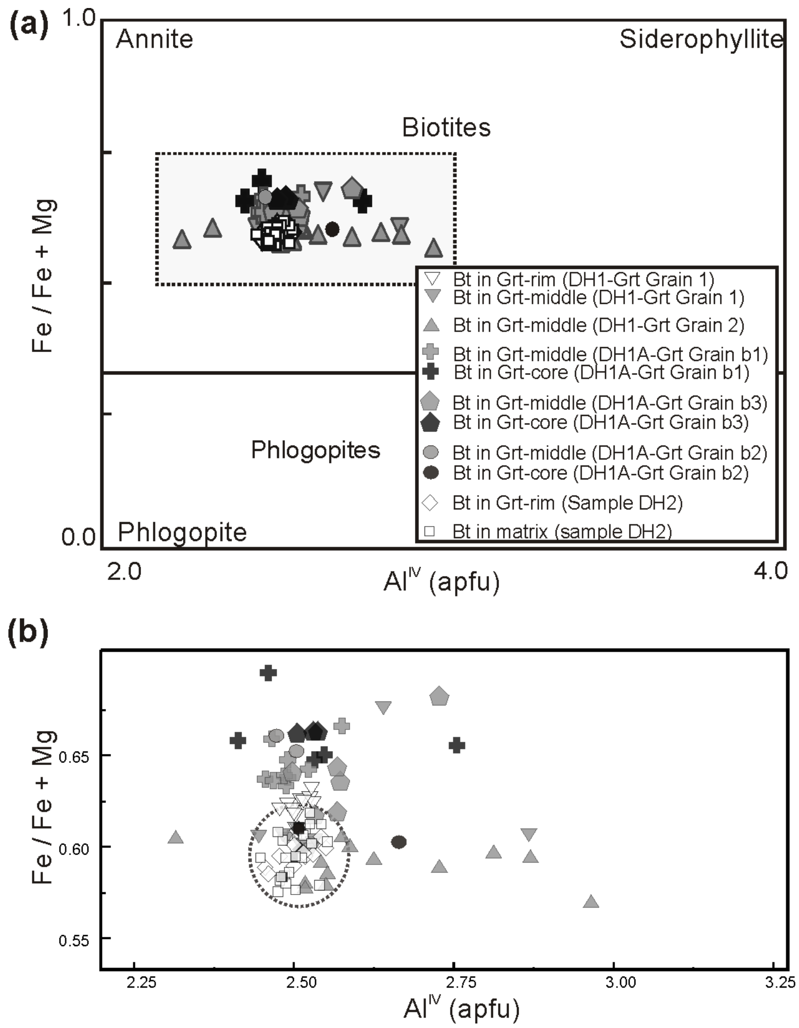
است. بیوتیت‌های موجود در زمینه آمفیبول با تأثیر سیالات گرمابی در ارتباط بوده و ناشی از تـأثیر H_2O در اثر پدیده متاسوماتیسم تفسیر می‌شود. برخی از آمفیبول‌ها در هنگام دگرسانی بـه بیوتیـت و کلریـت تبـدیل شده‌اند.

در نمونه‌های مورد مطالعه برخی بیوتیت‌ها در هنگام دگرسانی به کلریت سـبز رنـگ، مسـکوویت و اکسـید آهن تبدیل شده‌اند. مسکوویت‌هایی که به‌صورت هم‌رشدی با بیوتیت دیده می‌شوند، در اثـر مصـرف شـدن بیوتیت تشکیل شده‌اند (اسپیر[1]، ۱۹۸۴).

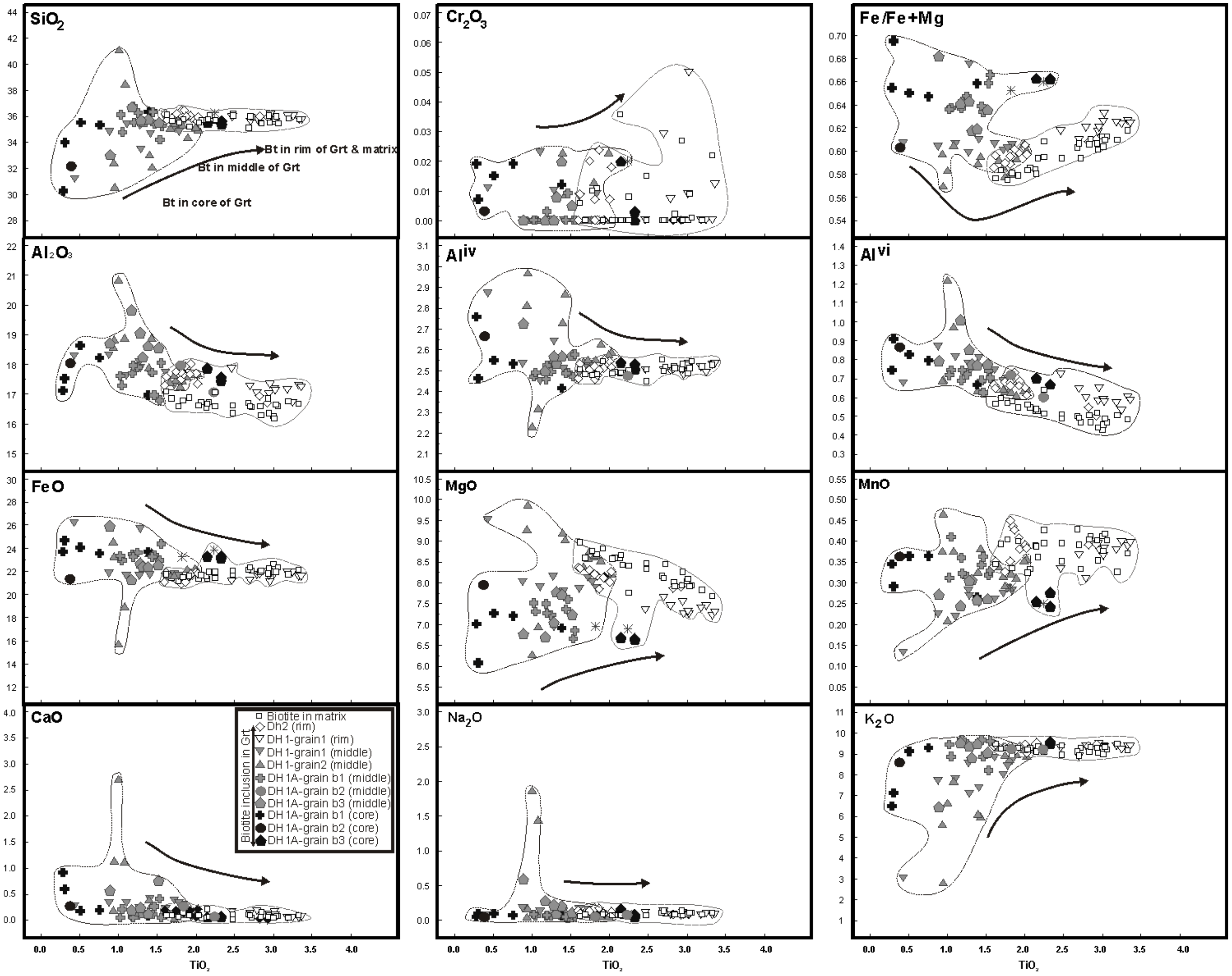
بررسی ترکیب عناصر اصلی بیوتیت (پیوست‌های ۵-۳-۵ تا ۵-۳-۸) در توده نفوذی ده‌نو نشان می‌دهد که بیوتیت‌ها دارای ترکیب آهن و منیزیم‌دار بوده و در دیاگرام طبقه‌بندی میکاها عمدتاً در محدوده بیوتیت و نزدیک به آنیت قرار می‌گیرند (شکل ۳- ۳۶). این بیوتیت‌ها دارای Fe/(Fe+Mg) برابر با ۰/۶۰ و Al^{iv} برابـر با ۲/۵۱ اتم در واحد ساختاری هستند.

بر روی شکل ۳-۳۷، ترکیب بیوتیت‌های درون گارنـت تـوده نفـوذی ده‌نـو و بیوتیت‌هـای زمینـه ایـن سنگ‌ها از نظر تغییرات عناصر با هم مقایسه شده است. ترکیب اکسـید عناصـر اصـلی، ترکیـب ادخال‌هـای بیوتیت در بخش‌های هسته‌ای و حاشیه بلورهای گارنت مشابه بیوتیت‌های زمینه است.

[1] Spear



شکل ۳-۳۶- (a) طبقه‌بندی بیوتیت موجود در توده نفوذی ده‌نو بر روی نمودار تقسیم‌بندی میکاها (برگرفته از دیر و همکاران، ۱۹۹۲)؛ (b) موقعیت و پراکندگی نمونه‌ها در محدوده خاکستری در شکل ۳-۴۱-a با بزرگنمایی بیش‌تر. دایره محدوده بیوتیت‌های موجود در زمینه را مشخص نموده است.



شکل ۳-۳۷- مقایسه شیمی ادخال‌های بیوتیت در بخش‌های مختلف بلور گارنت درون توده نفوذی ده‌نو با بیوتیت ماگمایی در زمینه سنگ بر اساس ترکیب عناصر اصلی.

۳-۴-۱-۲-۵- گارنت

مگاکریست‌های گارنت درون گرانیتویید ده‌نو که گاه تا حدود دو سانتی‌متر قطر دارند از نوع آلماندین و پیروپ هستند. در مقاطع میکروسکوپی گارنت‌ها به رنگ قهوه‌ای تا قهوه‌ای‌تیره، خود شکل تا نیمه‌شکل‌دار با قطر سه تا پنج میلی‌متر مشاهده می‌شوند که مرز خارجی در بلورهای بی‌شکل نامنظم است. نتایج آنالیز ریزپردازشی این کانی در پیوست ۵-۴-۸ آورده شده است. همچنین، بر اساس آنالیز ایزوتوپ اکسیژن، مقدار نسبت ایزوتوپی $\delta^{18}O$ برای گارنت ۸/۳۳ تا ۸/۷۳ پرمیل است (پیوست ۶-۲). گارنت‌ها هموژن نبوده و منطقه‌بندی نشان می‌دهند و دارای ادخال‌هایی از بیوتیت، مسکوویت، کوارتز، پلاژیوکلاز و ایلمنیت ریزدانه هستند. به‌طور خلاصه، بررسی منطقه‌بندی شیمیایی این گارنت‌ها نشان می‌دهد که مقدار آلماندین و گروسولار از هسته گارنت به سمت حاشیه آن افزایش و مقدار پیروپ و آندرادیت کاهش می‌یابند. به لحاظ اهمیت ترکیب گارنت در این مطالعه، شیمی این کانی به‌طور کامل در فصل ششم بررسی خواهد شد.

۳-۴-۱-۲-۶- ادخال مسکوویت درون گارنت

ترکیب ادخال‌های مسکوویت در مرکز و حاشیه گارنت در پیوست ۵-۳-۹ آورده شده است. مقدار آلومینیم در ادخال مسکوویت مرکز گارنت و مقدار آهن، منیزیم، کلسیم، سدیم و پتاسیم در ادخال مسکوویت در حاشیه گارنت بالاتر است.

۳-۴-۱-۲-۷- اپیدوت

به‌طور کلی، اپیدوت می‌تواند یکی از فازهای اولیه و آذرین در سنگ‌های درونی باشد. دانشمندان از روابط بافتی برای تشخیص اپیدوت‌های ماگمایی و ساب‌سولیدوس (دوتریک)[1] استفاده کرده‌اند. بر اساس تالوچ[2] (۱۹۷۹) و زن و همرستروم[3] (۱۹۸۴)، اپیدوت‌های شکل‌دار با چندرنگی ضعیف که درون بیوتیت‌ها قرار دارند دارای ماهیت ماگمایی هستند. در توده نفوذی ده‌نو، این کانی به‌صورت ادخال‌های درون گارنت و یا به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار کوچکی در کنار بیوتیت‌ها دیده می‌شود و دارای ماهیت ماگمایی است.

بر اساس آنالیز ریزپردازشی (پیوست ۵-۸) اپیدوت‌ها دارای Al در حدود ۲/۳ تا ۲/۷۵ اتم در فرمول ساختار خود هستند. با توجه به فرمول عمومی اپیدوت ($Ca_2Al_2(Fe^{3+}Al)(SiO_4)(Si_2O_7)O(OH)$) مقدار Al^{vi} = Al-2 است. از این رو، مقدار میانگین X_{ep} (یا $[Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al-2)] = [Fe^{3+}/(Fe^{3+}+{}^{vi}Al)]$ = Ps) برای ادخال‌های اپیدوت درون گارنت و اپیدوت‌های زمینه سنگ ۰/۲۴ و ۰/۳۲ بوده و بر روی نمودار طبقه‌بندی اپیدوت‌ها (شکل ۳-۳۸) در محدوده کلینوزوییزیت‌ها قرار گرفته‌اند. مقایسه ادخال‌های اپیدوت درون

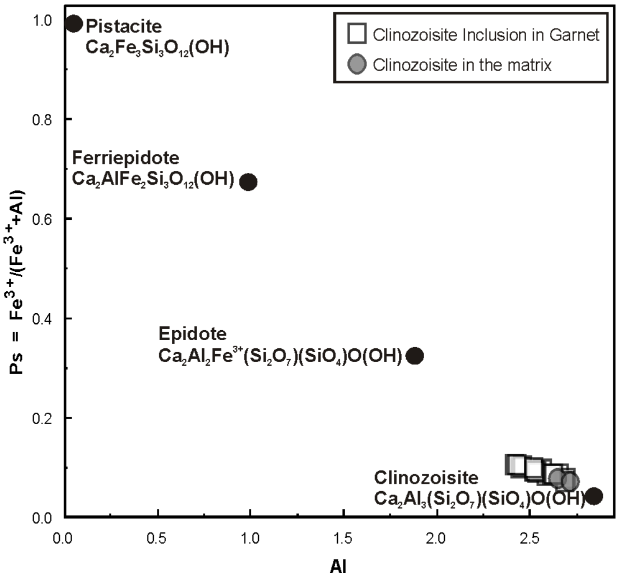
1 Subsolidus (deuteric)

2 Tulloch

3 Zen and Hammarstrom

بخش‌های مختلف گارنت (به‌طور مثال بخش حاشیه و میانی گارنت DH1A-grain b3) تغییرات شیمیایی منظمی را نشان نمی‌دهد.

بر اساس مطالعات ایوانز و وانس[1] (۱۹۸۷) مقدار پایین TiO_2 (TiO_2<0.2wt.%) در اپیدوت بیانگر ماهیت ماگمایی و اولیه اپیدوت‌ها است. در اپیدوت‌های درون توده نفوذی ده‌نو و ادخال‌های اپیدوت درون گارنت این سنگ (که از بخش هسته تا حاشیه گارنت انتخاب شده‌اند)، مقدار میانگین TiO_2 به‌ترتیب ۰/۱۲ و ۰/۱۱ درصد وزنی است که بیانگر ماهیت ماگمایی آن‌ها است. البته در پنج نمونه از ادخال‌های اپیدوت درون گارنت (به‌ویژه در حاشیه آن) TiO_2 بالاتر از ۰/۲ درصد وزنی (میانگین TiO_2 در حدود ۰/۶ درصد وزنی) است که می‌تواند بیانگر نفوذ سیالات از طریق شکستگی‌های سطحی گارنت و تشکیل اپیدوت بر اثر دگرسانی باشد.



شکل ۳-۳۸- نام‌گذاری اعضای مونوکلینیک آهن و آلومینیم‌دار گروه اپیدوت بر اساس مقدار پستاشیت (Ps) (پس از آرمبراسترل[2] و همکاران، ۲۰۰۶).

۳-۴-۱-۲-۸- کلریت

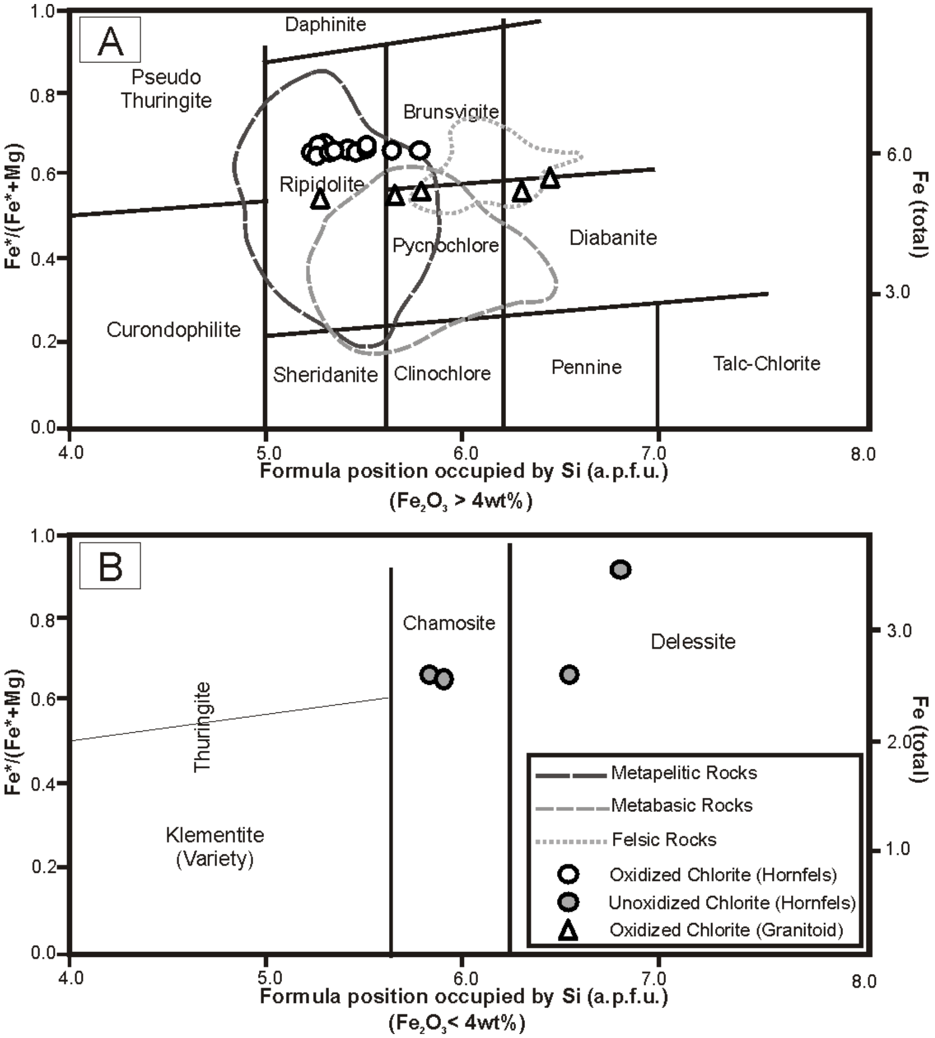
کلریت یکی از کانی‌های ثانویه و محصول دگرسانی بیوتیت، آمفیبول، گارنت و فلدسپارهای درون توده نفوذی ده‌نو است. نتایج آنالیز شیمیایی ادخال‌های کلریت درون گارنت‌های موجود در توده نفوذی ده‌نو (پیوست ۵-۹-۱) نشان می‌دهد که این کلریت‌ها از نوع کلریت‌های اکسید شده بوده و دارای ترکیب ریپیدولیت - پیکنوکلر - دیابانیت است و در محدوده ترکیبی سنگ‌های فلسیک (بر اساس زین[3] و همکاران، ۱۹۹۸) قرار دارند (شکل ۳-۳۹).

---

1 Evans and Vance

2 Armbrusterl

3 Zane

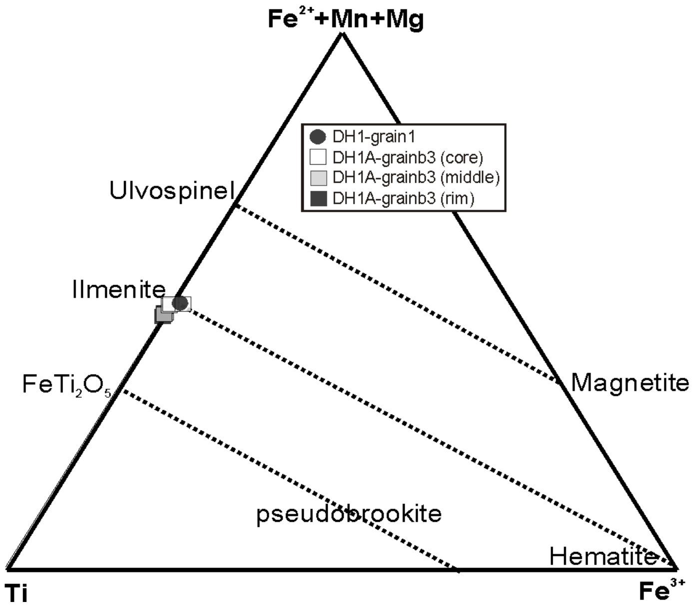


شکل ۳-۳۹- ترکیب ادخال کلریت درون گارنت موجود در گرانیتویید ده‌نو و کلریت درون هورنفلس بر روی نمودارهای طبقه‌بندی کلریت برگرفته از هی[۱] (۱۹۵۴). (A) کلریت‌های اکسید شده (با $Fe_2O_3>4wt\%$)؛ (B) کلریت‌های اکسید نشده (با $Fe_2O_3<4wt\%$). محدوده کلریت‌های موجود در سنگ‌های متاپلیتی، بازیک و فلسیک برگرفته از زین و همکاران (۱۹۹۸).

۳-۴-۱-۲-۹- ایلمنیت

ایلمنیت به‌صورت ادخال‌های ریزی در بخش‌های حاشیه گارنت‌های درشت‌دانه و نیز به‌صورت کبریتی‌شکل در زمینه توده نفوذی ده‌نو مشاهده می‌شود. ایلمنیت‌ها دارای میزان آهن و تیتانیم بالایی بوده (پیوست ۵-۵-۳) و بر روی نمودار طبقه‌بندی اکسیدها (شکل ۳-۴۰) در وسط ضلع $Ti - Fe^{2+}+Mg+Mn$ یعنی در محدوده ترکیبی ایلمنیت قرار گرفته‌اند.

[1] Hey



شکل ۳-۴۰- ترکیب ایلمنیت درون گارنت‌های موجود در گرانیتویید ده‌نو بر روی نمودار سه‌تایی $Ti- Fe^{2+}+Mg+Mn- Fe^{3+}$ (برگرفته از ملوسو و ستنا، ۲۰۱۱).

۳-۴-۱-۲-۱۰- اسفن

به‌عنوان فازهای تیتانیم‌دار، فراوانی اسفن در مقایسه با ایلمنیت در این سنگ‌ها به‌مراتب کم‌تر است. به‌طور کلی، بر اساس لیو[1] و همکاران (۱۹۹۶) اسفن در شرایط دمایی کم‌تری نسبت به ایلمنیت از مذاب متبلور می‌شود. در پیوست ۵-۱۰ ترکیب اسفن در زمینه و درون فنوکریست گارنت آورده شده است. شیمی ادخال اسفن درون گارنت و اسفن در زمینه سنگ با هم شبیه است؛ اما میزان آلومینیم در ادخال اسفن درون گارنت اندکی کم‌تر و میزان تیتانیم آن اندکی بیش‌تر است. البته با توجه به تعداد محدود نقاط آنالیز مقایسه ترکیب اسفن چندان جایز به‌نظر نمی‌رسد.

۳-۴-۱-۲-۱۱- سایر کانی‌ها

علاوه بر کانی‌های نام‌برده کانی‌های زیرکن به‌صورت ادخال در بیوتیت‌ها با هاله پلئوکروییک و آپاتیت نیز به‌صورت منفرد و یا ادخال درون بیوتیت‌ها در برخی مقاطع به‌عنوان کانی‌های همراه وجود دارند. تاکنون پژوهشگران بسیاری از کانی زیرکن در مطالعات سن‌سنجی استفاده کرده‌اند که در بخش‌های بعد به نتایج این مطالعات اشاره خواهد شد.

۳-۴-۲- سنگ‌نگاری سنگ‌های دگرگونی منطقه غرب ده‌نو

دگرگونی‌های ده‌نو دارای تنوع سنگ‌شناسی هستند و همان‌گونه که در فصل دوم به آن اشاره شد، این سنگ‌ها محصول دگرگونی متاپلیت‌ها هستند. البته رخنمون محدود هورنفلس در این منطقه به تأثیر نفوذ

---
[1] Liu

گرانیتویید ده‌نو بر این سنگ‌های دگرگون اشاره دارد. در این بخش به سنگ‌نگاری برخی شیست‌ها و هورنفلس دارای گارنت منطقه غرب ده‌نو پرداخته می‌شود. البته علاوه بر هورنفلس و میکاشیست‌ها رخنمون محدودی از اسکارن گارنت‌دار نیز در این منطقه مشاهده می‌شود که به آن اشاره اجمالی خواهد شد. هاتفی (۱۳۸۲) با بررسی برخی شیست‌های منطقه فازهای مختلف شیستوزیته (در برخی از شیست‌ها تا سه مرحله) و پدیده‌های بافتی حاصل از آن‌ها را مطالعه کرده و در برخی شیست‌ها تشکیل پورفیروبلاست‌ها (مانند گارنت، آندالوزیت و حتی کلریتویید) را در چندین مرحله S1، S2 و S3 تشخیص داده است. در این بخش برخی شیست‌های گارنت‌دار منطقه مطالعه می‌شوند که شامل هورنفلس، گارنت کلریتویید شیست، آندالوزیت گارنت میکاشیست و فیبرولیت گارنت میکاشیست هستند. شواهد بافتی در این سنگ‌ها نیز بیانگر تبلور پورفیروبلاست‌ها در دو تا سه مرحله است. همچنین، ترکیب شیمیایی کانی‌ها در برخی از واحدهای سنگ منطقه ارائه می‌شود که در فصل‌های بعد از آن‌ها برای مطالعه دما و فشار دگرگونی در منطقه استفاده خواهد شد؛ اما بررسی کامل شیمی گارنت که هدف این مطالعه است به فصل ششم موکول شده است.

۳-۴-۲-۱- هورنفلس‌ها

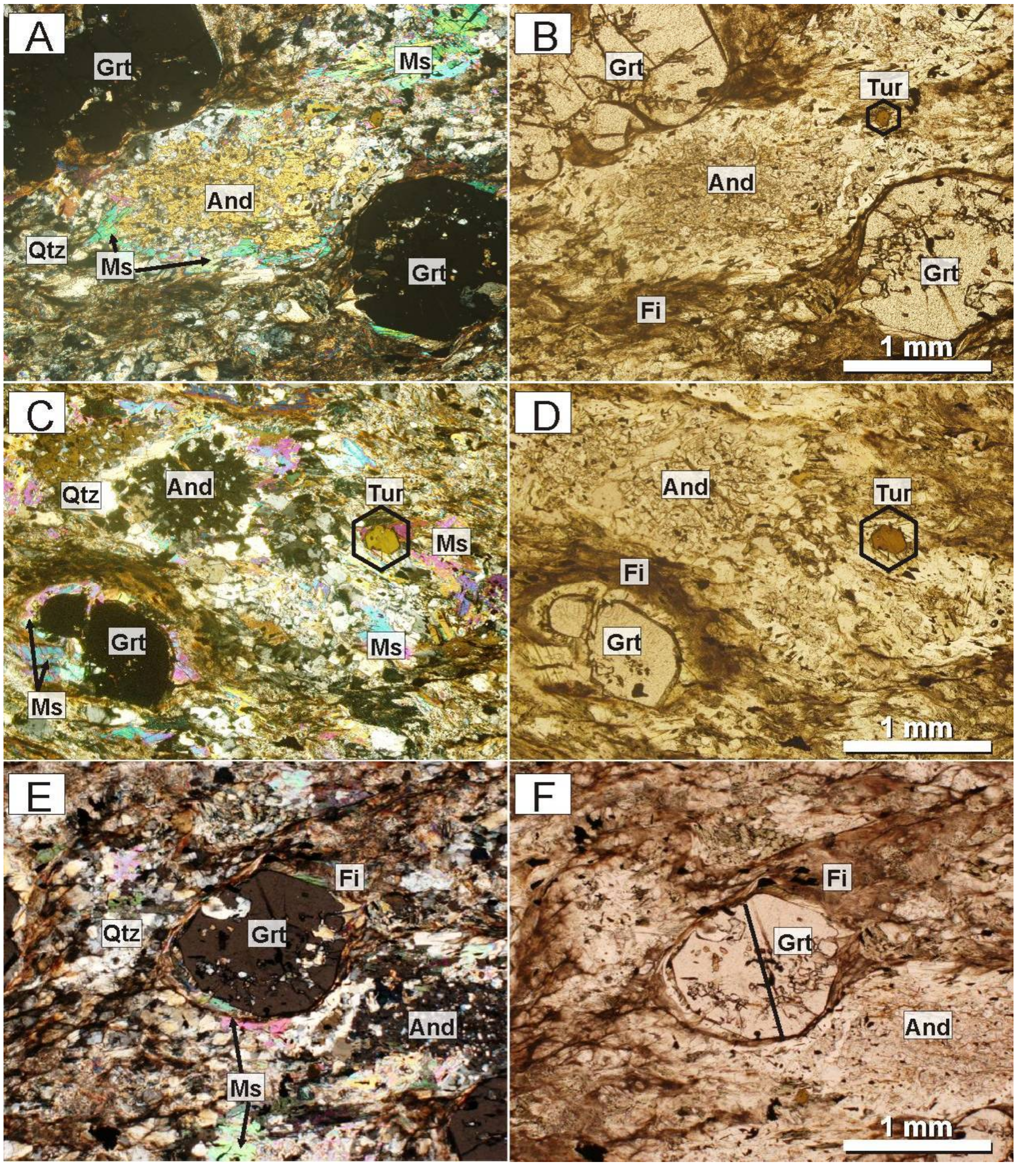
هورنفلس‌ها یکی از گروه‌های سنگی موجود در منطقه ده‌نو هستند که در مجاورت با گارنت شیست‌ها و توده نفوذی منطقه قرار داشته و حاصل دگرگونی مجاورتی در اطراف توده آذرین ده‌نو هستند (شکل ۲-۱۵). این سنگ‌ها بسیار دانه‌ریز بوده و دارای کانی‌های کوارتز، مسکوویت، پورفیروبلاست‌های بی‌شکل تا گرد شده گارنت، آندالوزیت، بیوتیت، تورمالین، کلریت و کانی کدر هستند (شکل ۳-۴۱).

– کوارتزها اغلب حالت تجمعی داشته و بسیار دانه‌ریز هستند و فراوانی آن‌ها در مقایسه با فلدسپارها قابل توجه است. کوارتز به‌همراه سرسیت غالباً به‌صورت سایه‌فشاری در اطراف پورفیروبلاست‌های گارنت و استارولیت گسترش یافته است (شکل‌های ۳-۴۱-A، C، E)؛

– فلدسپارها در این نمونه بسیار اندک بوده (در حدود چند درصد) و معمولاً دارای ماکل پلی‌سنتتیک بسیار ظریف و از نوع آلبیت هستند. مقدار بسیار کم‌تری هم ارتوکلاز در این سنگ‌ها دیده می‌شود؛

– پورفیروبلاست‌هایی از آندالوزیت در ابعاد یک تا دو میلی‌متر با ادخال‌های فراوان کوارتز و مواد آلی در این نمونه مشاهده می‌شوند که غالباً در اطراف در حال تبدیل به مسکوویت هستند (شکل ۳-۴۱). فیبرولیت (سیلیمانیت) پلی‌مورف دیگری از آلومینوسیلیکات‌ها است که در هورنفلس منطقه وجود دارد؛ اما در نمونه دستی دیده نمی‌شود. به‌دلیل فراوانی فیبرولیت‌ها می‌توان نام این هورنفلس‌ها را فیبرولیت هورنفلس آندالوزیت و گارنت‌دار نامید که در این مطالعه برای سهولت بیان به اختصار به آن

هورنفلس گفته می‌شود؛



شکل ۳-۴۱- تصویر سنگ‌نگاری هورنفلس ده‌نو: (A) (B) پورفیروبلاست‌های گارنت شکل‌دار تا نیم‌شکل‌دار و آندالوزیت در زمینه‌ای از مسکوویت، کوارتز، فیبرولیت و تورمالین. تجمع مسکوویت‌ها در اطراف آندالوزیت است؛ (C) (D) تشکیل مسکوویت در اطراف پورفیروبلاست‌های گارنت و آندالوزیت و بلور شکل‌دار تورمالین؛ (E) (F) مسکوویت و فیبرولیت‌ها در اطراف گارنت (تصاویر A، C و E در نور XPL و تصاویر B، D و D در نور PPL).

– گارنت‌ها در نمونه دستی این هورنفلس‌ها به‌راحتی قابل رؤیت نیستند زیرا اندازه آن‌ها در حدود یک تا دو میلی‌متر است. در زیر میکروسکوپ سنگ به‌طور کلی دانه‌ریز بوده؛ اما گارنت به‌صورت پورفیروبلاست‌های نیمه‌خودشکل تا بی‌شکلی است که دارای

ادخال‌هایی از کوارتز، بیوتیت، مسکوویت و کانی‌های کدر است (شکل ۳-۴۱). گارنت‌ها توسط کانی‌های انعطاف‌پذیری مانند بیوتیت و فیبرولیت احاطه شده‌اند؛

- بیوتیت بسیار کم‌تر و اغلب دانه‌ریز بوده و با فیبرولیت‌ها به‌صورت در هم آمیخته مشاهده می‌شوند. به‌نظر می‌رسد که بیوتیت‌ها غالباً در حال تبدیل به فیبرولیت هستند. مسکوویت‌ها اطراف پورفیروبلاست‌های آندالوزیت تبلور یافته (شکل ۳-۴۱) و نشان‌دهنده واکنش پیش‌رونده هستند که در آن آندالوزیت به مسکویت تبدیل می‌شود. سیال و پتاسیم لازم برای این فرآیند می‌تواند از تبدیل بیوتیت به فیبرولیت تأمین شده باشد (گلن[1]، ۱۹۷۹)؛
- تورمالین‌ها با ویژگی چندرنگی معکوس خود به‌خوبی از بیوتیت‌ها قابل تشخیص است. برخی از آن‌ها در مقطع عرضی به شکل هگزاگونال و شکل‌دار مشاهده می‌شوند. البته فراوانی بسیار اندک تورمالین، آن را در گروه کانی‌های فرعی این سنگ‌ها قرار داده است (شکل‌های ۳-۴۱-B، C و D)؛
- کلریت موجود در این سنگ‌ها اغلب در ارتباط با فیبرولیت‌ها و در امتداد جهت یافتگی آن‌ها است؛
- کانی‌های کدر درون این سنگ‌ها به‌صورت بی‌شکل درون زمینه یا بلورها دیده می‌شود؛ همچنین، جانشینی بیوتیت توسط فیبرولیت می‌تواند موجب تشکیل اکسید آهن شود.

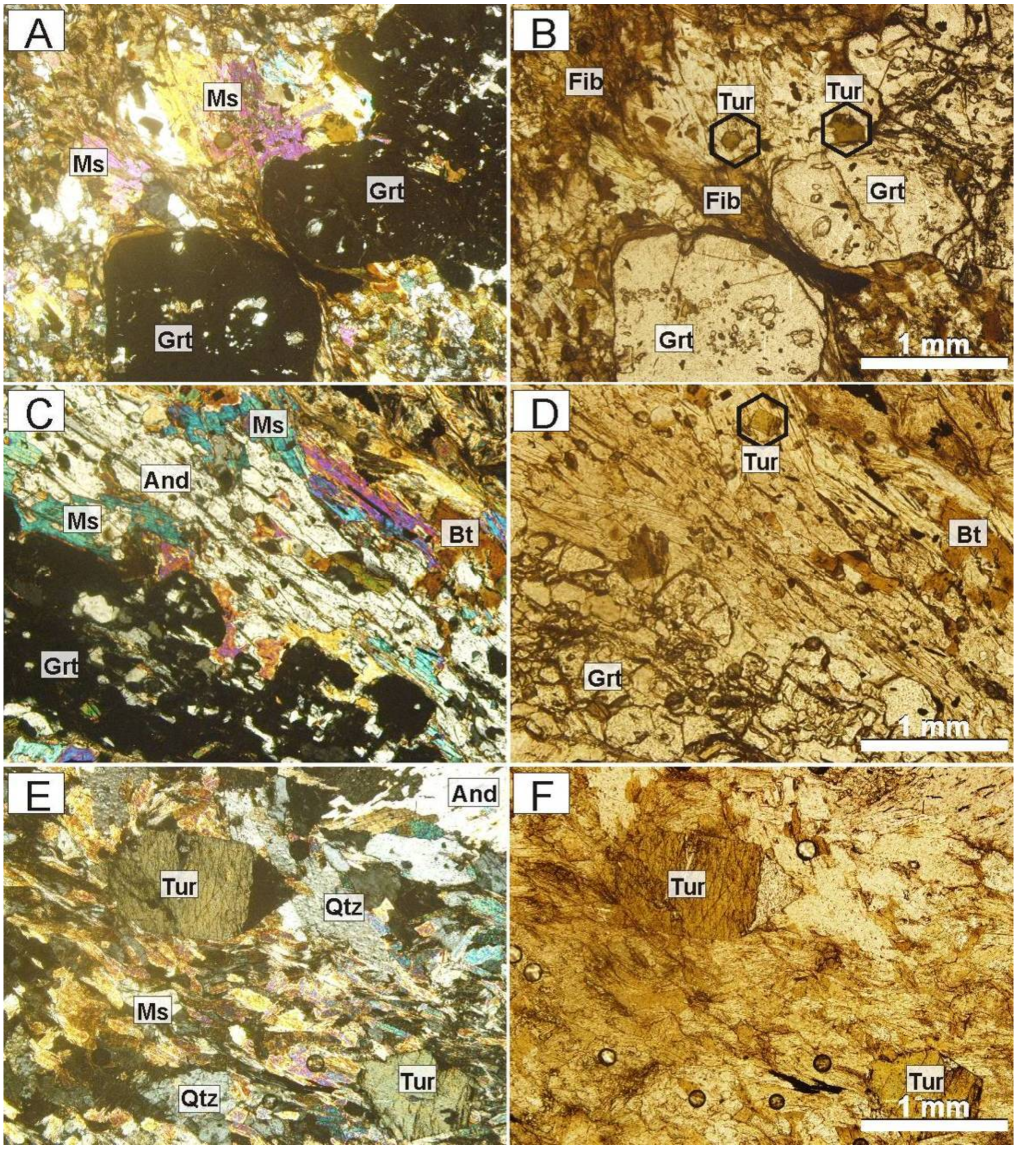
۳-۴-۲-۲- آندالوزیت گارنت میکاشیست فیبرولیت‌دار

آندالوزیت گارنت میکاشیست‌ها در مجاورت گارنت‌میکاشیست‌ها و در نزدیکی محدوده بین پلیت‌ها و توده آذرین ده‌نو قرار دارند (شکل ۲-۱۵). این گروه از شیست‌ها دارای کوارتز، بیوتیت، گارنت و مسکوویت به همراه فیبرولیت، تورمالین، زیرکن و کانی‌های کدر بوده و بافت غالب آن‌ها پورفیرولپیدوبلاستی است. پورفیروبلاست‌ها شامل گارنت و آندالوزیت به‌صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل هستند. به‌طور کلی میزان کانی‌های روشن (فلسیک) در این سنگ اندکی کم‌تر از هورنفلس‌های مجاور است.

- کوارتزها اغلب بی‌شکل، دانه‌ریز و دارای خاموشی موجی هستند و زمینه سنگ را تشکیل داده‌اند. فلدسپارها نیز فراوانی بسیار کمی در زمینه سنگ نشان می‌دهند؛
- مسکوویت و بیوتیت در این سنگ‌ها سازنده شیستوزیته بوده و در برخی از مقاطع مسکوویت‌ها اطراف کانی گارنت (شکل‌های ۳-۴۲-A و C) و یا آندالوزیت (شکل ۳-۴۲-C) را احاطه کرده‌اند. در این سنگ از بین کانی‌های میکایی، مسکوویت فراوانی بیش‌تری داشته و دانه درشت‌تر است؛

[1] Glen

– گارنت‌ها نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل، به رنگ قهوه‌ای و قطر دو تا ۲/۵ میلی‌متر بوده و ادخال‌هایی از کوارتز، مسکوویت و بیوتیت در آن‌ها دیده می‌شود (شکل ۳-۴۲). برخی از آن‌ها در اطراف دارای سایه‌فشاری هستند که به دلیل تبلور پیش از تکتونیک آن‌ها است و برخی دیگر فاقد سایه‌های فشاری هستند زیرا هم‌زمان با تکتونیک تشکیل شده‌اند؛



شکل ۳-۴۲- مقاطع میکروسکوپی آندالوزیت گارنت میکاشیست فیبرولیت‌دار ده‌نو: (A) (B) پورفیروبلاست‌های نیمه‌شکل‌دار گارنت که دارای ادخال‌های ریزی از جنس کوارتز هستند، در اطراف توسط فیبرولیت و مسکوویت در برگرفته شده‌اند و بلورهای ریز تورمالین؛ (C) (D) پورفیروبلاست درشت آندالوزیت و گارنت که در اطراف توسط مسکوویت‌ها در برگرفته شده‌اند؛ (E) (F) تورمالین درشت بلور و بلورهای مسکوویت با جهت‌یافتگی (تصاویر A، C و E در نور XPL و تصاویر B، D و D در نور PPL).

– پورفیروبلاست‌های آندالوزیت با ادخال‌های مواد آلی (به‌صورت کیاستولیت) و نیز فیبرولیت‌های سوزنی که در امتداد شیستوزیته سنگ قرار دارند از جمله کانی‌های آلومینوسیلیکاته این سنگ‌ها هستند. با توجه به فراوانی کم فیبرولیت‌ها (کمتر از ۵ درصد حجمی) می‌توان این سنگ را یک آندالوزیت گارنت میکاشیست فیبرولیت‌دار نامید که در این مطالعه برای سهولت بیان به اختصار به آن آندالوزیت گارنت میکاشیست گفته می‌شود. البته در میان فیبرولیت گاه بیوتیت نیز دیده می‌شود. آندالوزیت‌ها نیز اغلب در حاشیه در حال مسکوویتی شدن هستند (شکل ۳-۴۲-C)؛

– تورمالین‌ها به‌صورت مقاطع عرضی و طولی و با ابعادی در حدود نیم تا یک میلی‌متر با چندرنگی معکوس، تقریباً شکل‌دار و با برجستگی بالا مشاهده می‌شوند (شکل‌های ۳-۴۲-B، D، E و F)؛

– کانی‌های کدر درون این سنگ‌ها به‌صورت بی‌شکل و پراکنده درون زمینه یا بلورها دیده می‌شود.

۳-۲-۴-۳- فیبرولیت گارنت میکاشیست

فیبرولیت گارنت‌میکاشیست دارای زمینه‌ای جهت‌یافته شامل کانی‌های کوارتز، بیوتیت، مسکوویت، فیبرولیت سیلیمانیت، تورمالین و ایلمنیت است که در آن پورفیروبلاست‌های گارنت پراکنده بوده و دارای بافت پورفیرولپیدوبلاستی است.

– کوارتزهای دانه‌ریز با خاموشی موجی زمینه سنگ را تشکیل می‌دهند و اغلب هم بعد بوده و کانی‌های ورقه‌ای فراوانی در لابه‌لای آن‌ها وجود دارد (شکل ۳-۴۳-A)؛

– میکاها شامل بیوتیت و مسکوویت هستند که درون زمینه‌ای از کوارتزهای دانه‌ریز، فیبرولیت و بیوتیت‌ها قرار دارند و اغلب بی‌شکل هستند (شکل‌های ۳-۴۳-A و B). برخی از مسکوویت‌ها نیز در حال تشکیل از آندالوزیت‌های اطراف گارنت‌ها هستند؛

– کانی‌های آلومینوسیلیکاته شامل فیبرولیت‌های فراوان قهوه‌ای رنگ در زمینه سنگ است (شکل ۳-۴۳-B و D) که در کنار بیوتیت‌ها در شیستوزیته و در ایجاد سایه‌های‌فشاری اطراف پورفیروبلاست‌های گارنت نقش بسیار مهمی داشته‌اند و تشکیل آن‌ها را می‌توان هم‌زمان با تکتونیک دانست. البته برخی نیز پس از تکتونیک تشکیل شده و فاقد جهت‌یافتگی در امتداد شیستوزیته سنگ هستند؛

– گارنت‌ها بی‌شکل بوده و دارای ادخال‌های فراوانی از کوارتز و مسکوویت در بخش مرکزی خود هستند (شکل‌های ۳-۴۳-E و F). گارنت‌ها توسط فیبرولیت‌ها پوشیده شده‌اند؛

– تورمالین نیز به میزان کم و با اندازه‌های کوچک‌تر از یک میلی‌متر دیده می‌شود که با توجه به

رنگ سبز و قهوه‌ای و چندرنگی معکوس می‌توان آن را تشخیص داد (شکل ۳-۴۳-C و D). با توجه به این‌که کشیدگی بلوری تورمالین گاه در امتداد شیستوزیته مقطع قرار ندارد می‌توان تشکیل آن را پس از تکتونیک دانست؛

– کانی‌های کدر درون این سنگ‌ها به‌صورت بی‌شکل و پراکنده درون زمینه یا بلورها دیده می‌شود. بخش‌هایی که بیوتیت به فیبرولیت تبدیل شده، اکسید آهن تشکیل شده است.

۳-۴-۲-۴- گارنت کلریتویید شیست

گارنت کلریتویید شیست در مجاورت با آندالوزیت گارنت میکاشیست‌ها قرار دارد (شکل ۲-۱۵). این سنگ‌ها دارای رنگ خاکستری نقره‌ای با جلای ابریشمی هستند. بر اساس مطالعات میکروسکوپی مجموعه کانی‌های موجود در این گروه از سنگ‌ها به‌صورت کوارتز، کلریتویید، گارنت، کلریت و مقدار کمی مسکوویت، تورمالین و کانی کدر است. بافت این سنگ کم‌تر دچار جهت‌یافتگی است و به‌دلیل حضور پورفیروبلاست‌های درشت گارنت (حدود یک میلی‌متر)، بافت آن پورفیرولپیدوبلاستی است.

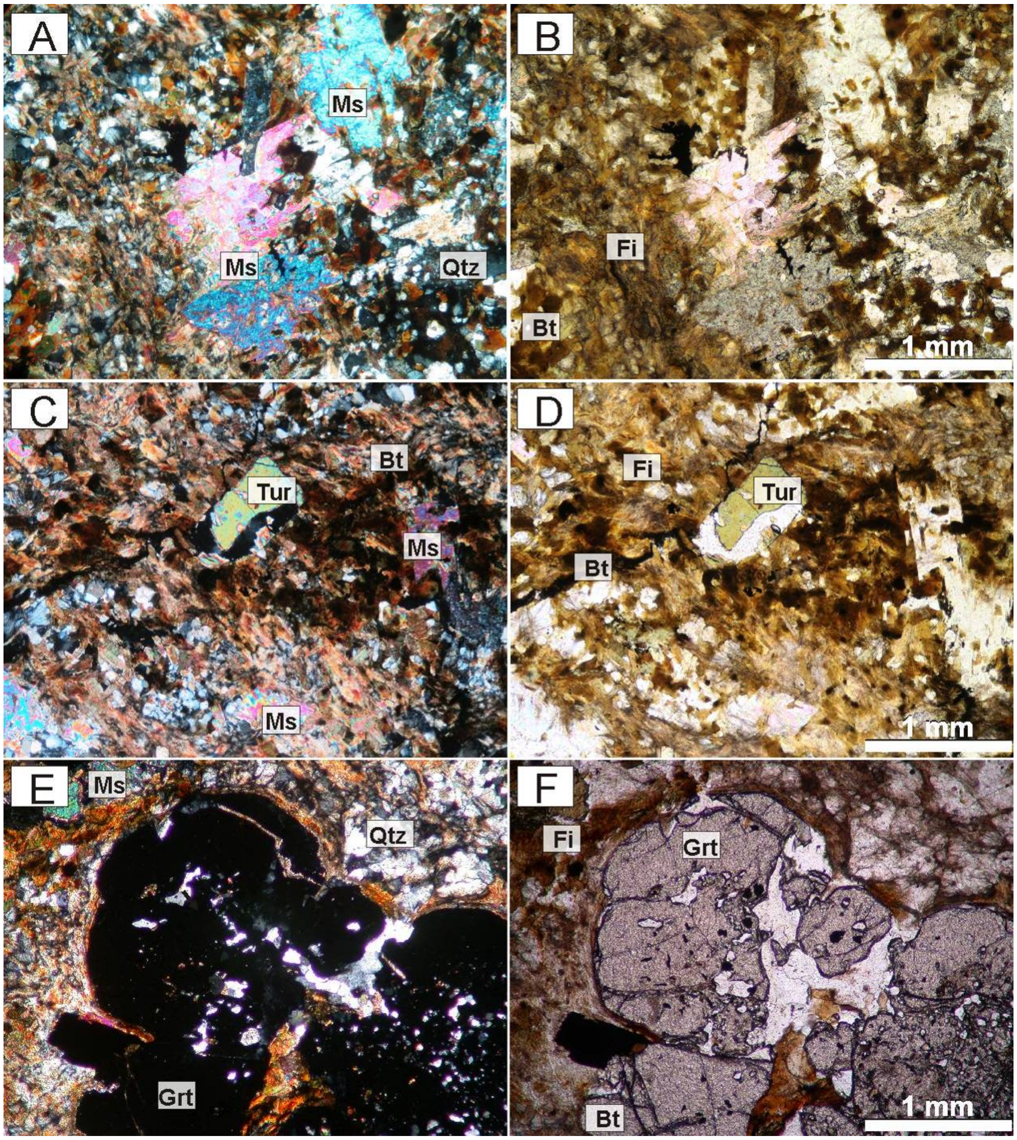
– کوارتز موجود در گارنت شیست کلریتوییددار به‌صورت بی‌شکل بوده و خاموشی موجی دارد (شکل ۳-۴۴-A). فراوانی کوارتز به‌مراتب بیش‌تر از فلدسپارها است؛

– میکاها دارای فراوانی به‌مراتب کم‌تری نسبت به آندالوزیت گارنت میکاشیست و هورنفلس بوده و از نوع مسکوویت هستند؛

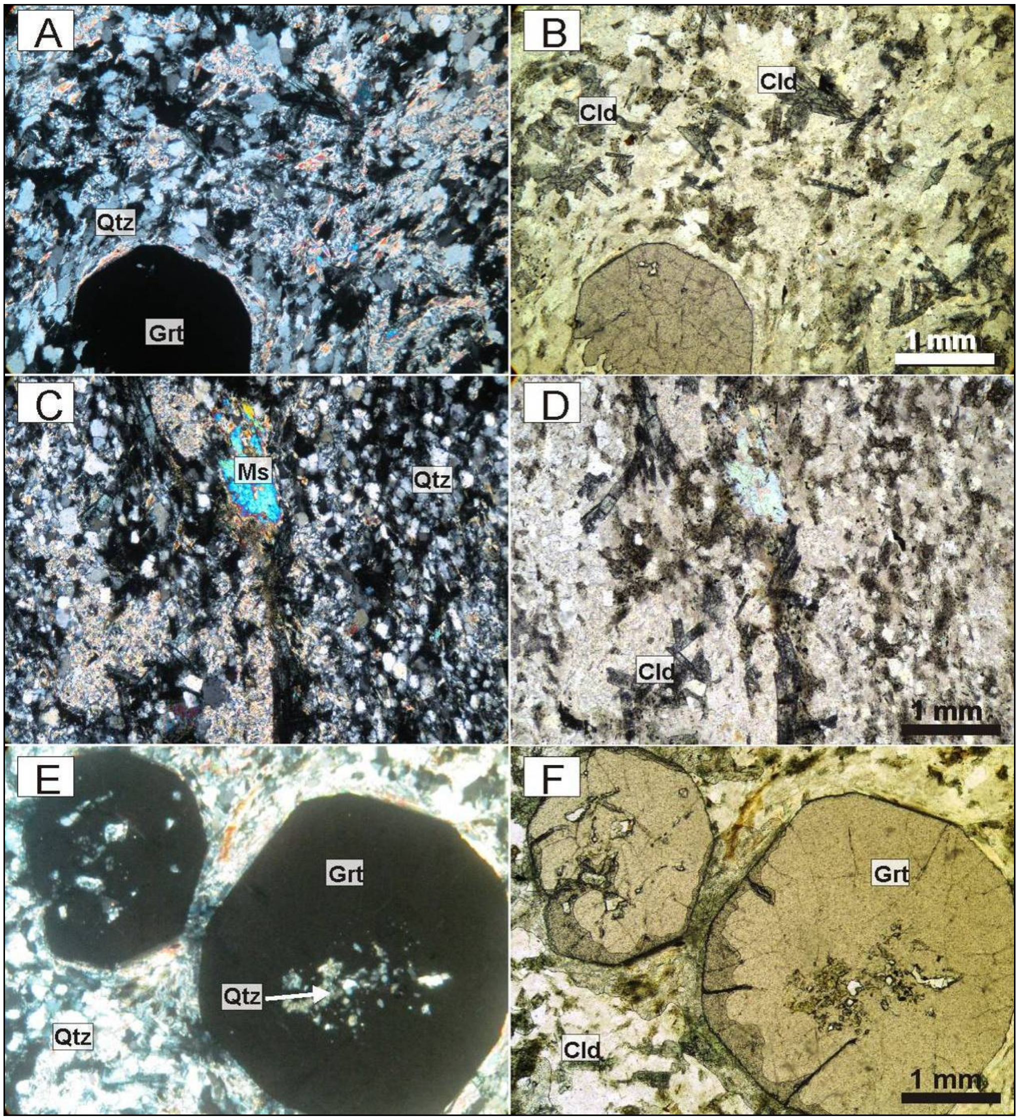
– بلورهای تیغه‌ای شکل کلریتویید با چندرنگی سبز و آبی به‌عنوان کانی شاخص سنگ‌های دگرگونی پلیتی درجه پایین تا متوسط در زمینه این سنگ‌ها به‌وفور مشاهده می‌شود (شکل ۳-۴۴). ارتباط بافتی کلریتوییدها با فولیاسیون و پورفیروبلاست‌های سنگ بیانگر مراحل مختلف تشکیل آن‌ها است. برخی از آن‌ها در امتداد شیستوزیته سنگ جهت‌یافتگی پیدا کرده‌اند که نشان‌دهنده تبلور هم‌زمان آن‌ها با تکتونیک است و برخی دیگر که به‌صورت جهت نیافته در متن سنگ پراکنده هستند پس از تکتونیک تشکیل شده‌اند؛

– بلورهای گارنت با ابعاد بین یک تا ۱/۵ میلی‌متر و به‌صورت خودشکل تا نیمه خودشکل بوده و در هسته خود دارای ادخال‌های فراوانی از کوارتز (شکل ۳-۴۴) هستند. این گارنت‌ها نسبت به گارنت موجود در نمونه‌های گارنت میکاشیست و هورنفلس عموماً دارای ابعاد کوچک‌تری است (شکل ۳-۴۴)؛

– کانی‌های کدر درون این سنگ‌ها به‌صورت بی‌شکل درون زمینه یا بلورها دیده می‌شود.



شکل ۳-۴۳- تصویر سنگ‌نگاری فیبرولیت گارنت میکاشیست ده‌نو: (A) (B) مسکوویت درون زمینه‌ای از کوارتزهای دانه‌ریز، فیبرولیت و بیوتیت؛ (C) (D) تورمالین و مسکوویت در زمینه کوارتز، بیوتیت و فیبرولیت؛ (E) (F) گارنت‌های بی‌شکل با ادخال‌های کوارتز در مرکز و سوزن‌های فیبرولیت در اطراف گارنت (تصاویر A، C و E در نور XPL و تصاویر B، D و D در نور PPL).



شکل ۳-۴۴- تصاویر میکروسکوپی گارنت کلریتویید شیست ده‌نو: (A) (B) گارنت و کلریتویید در زمینه کوارتز و مسکوویت‌های پراکنده و ریز؛ (C) (D) مسکوویت و کلریتویید در زمینه‌ای از کوارتز؛ (E) (F) گارنت درشت‌دانه دارای ادخال‌هایی از کوارتز درون گارنت (تصاویر A، C و E در نور XPL و تصاویر B، D و D در نور PPL).

۳-۴-۲-۵- اسکارن

توده اسکارن به‌صورت محدود در شرق میکاشیست‌های منطقه ده‌نو مشاهده می‌شود (شکل ۲-۱۵). در حقیقت، جایگزینی توده نفوذی در سنگ‌های درون‌گیر رسوبی کربناته، منجر به انجام واکنش‌های دوطرفه بین ترکیبات مختلف سنگ‌های میزبان و توده نفوذی شده است. انجام واکنش‌ها در مورد اسکارن‌ها در یک سیستم باز انجام می‌شود و در این حالت یک منطقه غنی از سیال پدید می‌آید که این سیالات از توده نفوذی به‌سوی هاله دگرگونی و از هاله دگرگونی به‌سوی توده نفوذی منتشر می‌شوند. سیالات حاصل با توجه به

دمای بالای خود، قابلیت حمل مواد را تا فواصل مختلف که دارای انرژی پایینی باشند، دارا هستند. این مواد در مناطق کم انرژی رسوب می‌کنند و باعث تشکیل هاله اسکارنی می‌شوند (مینرت[1]، ۱۹۹۲). در منطقه مورد مطالعه که توده نفوذی با سنگ کربناته تماس پیدا نموده است، احتمالاً SiO_2 و آب از توده به سنگ آهکی منتقل شده و متناسب با ترکیب سنگ میزبان، انواع کانی‌های کالک سیلیکاته به‌وجود آمده است. با توجه به این‌که در ناحیه ده‌نو سنگ کربناته بیش‌تر از نوع کلسیت بوده است، کانی‌های ولاستونیت، گارنت (گروسولار) و دیوپسید در اسکارن‌ها تشکیل شده‌اند، به‌طوری‌که اسکارن از نظر کانی‌شناسی شامل کلسیت، دیوپسید، ولاستونیت و گارنت به‌عنوان کانی‌های اصلی و اپیدوت به‌عنوان کانی فرعی است و بافت آن‌ها به دلیل حضور پورفیروبلاست‌های گارنت، پورفیروگرانوبلاستی است (شکل ۳-۴۵). حاشیه خورده شده ولاستونیت و تشکیل دیوپسید در آن بیانگر تقدم تشکیل ولاستونیت است. با تشکیل ولاستونیت‌ها که محصول دگرگونی کلسیت‌ها هستند، CO_2 کلسیت آزاد شده است. وجود بقایایی از ولاستونیت و کلینوپیروکسن به‌صورت ادخال درون گارنت‌ها بیانگر تشکیل این گارنت‌ها از پیروکسن‌ها است (شکل ۳-۴۵-E). واکنش زیر چگونگی تبدیل کلسیت و کلینوپیروکسن به گارنت و ولاستونیت را نشان می‌دهد. بر این اساس می‌توان وجود بقایای کلینوپیروکسن‌ها در درون گارنت‌ها را توجیه نمود.

$$4Hedenbergite + 4Calcite + O_2 \Rightarrow 2Andradite + 2Wollastonite + 4CO_2$$

$$4FeCaSi_2O_6 + 4CaCO_3 + O_2 \Rightarrow 2Ca_3Fe_2Si_3O_{12} + 2CaSiO_3 + 4CO_2$$

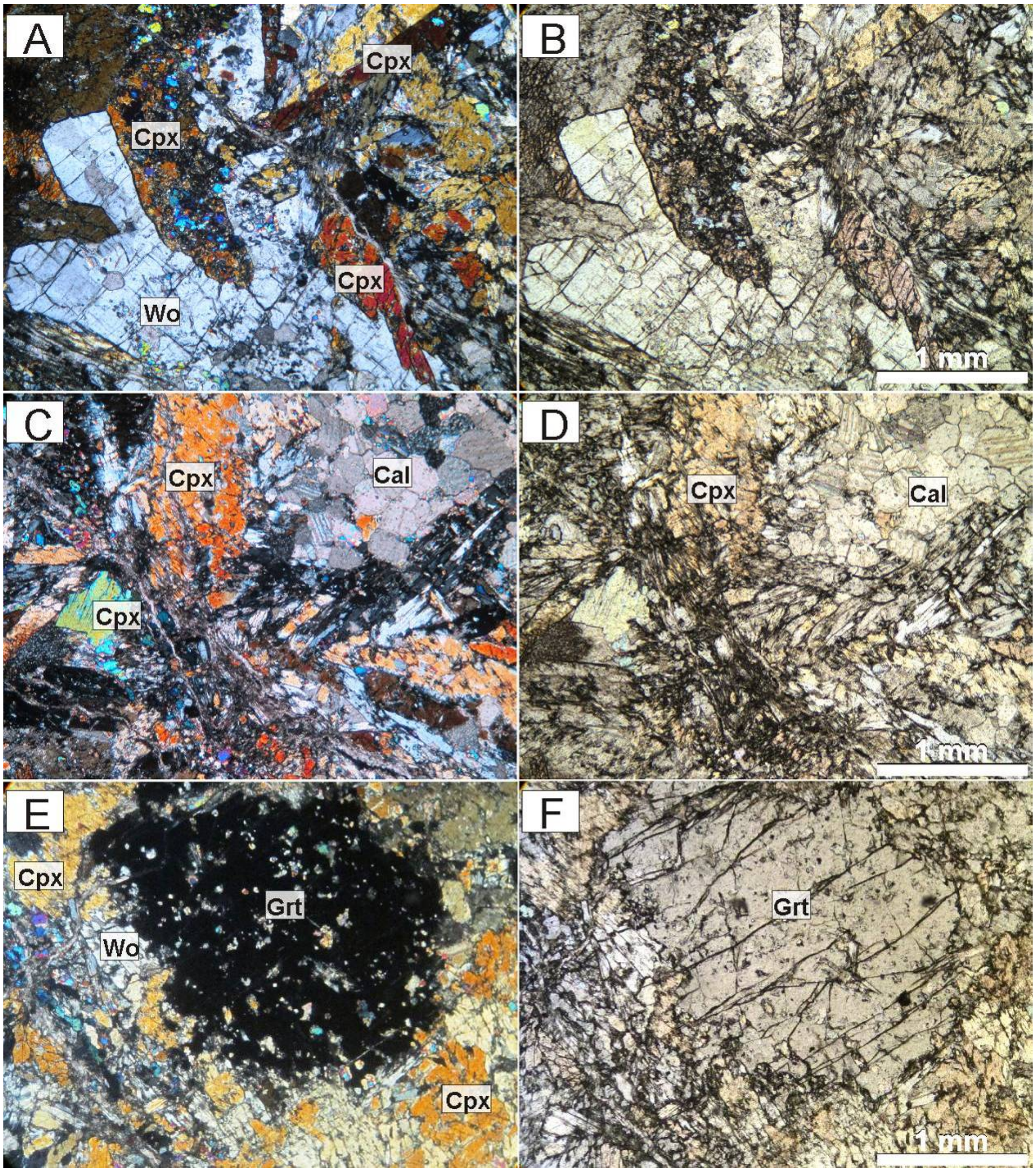
وجود بقایایی از ولاستونیت درون برخی از کلینوپیروکسن‌ها نشان می‌دهد که برخی از ولاستونیت‌ها با کاهش فوگاسیته CO_2 محیط و پیش از تشکیل کلینوپیروکسن، طی واکنش زیر متبلور شده‌اند:

$$CaCO_3 + SiO_2 \Rightarrow CaSiO_3 + CO_2$$

$$+ CO_2 \text{ Calcite} + \text{Silica} \Rightarrow \text{Wollastonite}$$

شیمی گارنت که یکی از مهم‌ترین کانی‌های سیلیکاته اسکارن‌های ده‌نو است، در فصل ششم بررسی خواهد شد.

[1] Meinert



شکل ۳-۴۵- تصویر میکروسکوپی اسکارن منطقه ده‌نو: (A) (B) ولاستونیت و کلینوپیروکسن‌های فراوان؛ (C) (D) کلینوپیروکسن در زمینه‌ای از بلورهای نیمه‌شکل کلسیت؛ (E) (F) گارنت درشت‌دانه دارای ادخال‌هایی از کوارتز، ولاستونیت و کلینوپیروکسن، در زمینه‌ای از ولاستونیت و کلینوپیروکسن‌ها (تصاویر A، C و E در نور XPL و تصاویر B، D و D در نور PPL).

۳-۴-۲-۶- کانی‌شناسی سنگ‌های دگرگونی منطقه غرب ده‌نو

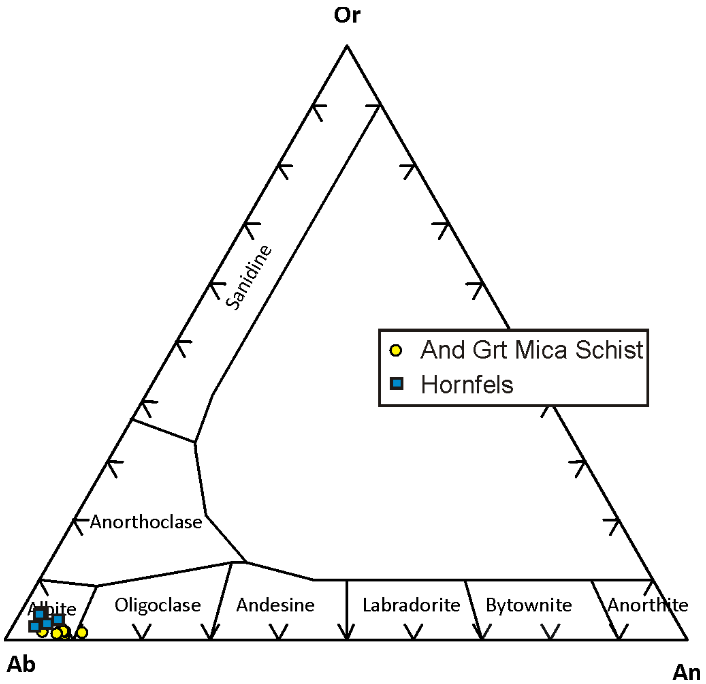
۳-۴-۲-۶-۱- کوارتز

کوارتزها به‌همراه سرسیت غالباً به‌صورت سایه‌فشاری در اطراف پورفیروبلاست‌ها (گارنت و استارولیت) گسترش یافته‌اند. در شیست‌ها، کوارتزها اغلب بی‌شکل و دانه‌ریز هستند، ولی گاهی قطعات دانه درشت‌تر

آن‌ها که دارای خاموشی موجی است نیز مشاهده می‌شود که در آن‌ها بعضاً ادخال‌هایی از کانی‌های میکایی مانند مسکوویت وجود دارد و این امر نشان‌دهنده تقدم تبلور تا تبلور هم‌زمان میکاها نسبت به کوارتز است. در هورنفلس، جدایش کوارتز (که اغلب حالت تجمعی و بسیار دانه‌ریز دارند) از فلدسپارها و فراوانی آن‌ها نسبت به فلدسپارها قابل توجه است. مطالعه عناصر اصلی کوارتز نشان می‌دهد که مقدار ناخالصی عناصر آهن و آلومینیم در ادخال‌های کوارتز موجود در گارنت درون شیست‌ها (پیوست ۵-۱-۶) و هورنفلس (پیوست ۵-۱-۵) بیش‌تر از ادخال‌های کوارتز درون گارنت توده آذرین ده‌نو و کم‌تر از بلورهای کوارتز در زمینه سنگ‌های نفوذی ده‌نو (پیوست ۵-۱-۴) است (شکل ۳-۳۳).

۳-۴-۲-۶-۲- فلدسپار

فلدسپارها فراوانی بسیار کمی در شیست‌های منطقه دارند، به‌طوری‌که در نمونه‌های گارنت کلریتوئید شیست و گارنت میکاشیست به‌ندرت یافت می‌شوند. بر پایه نمودار طبقه‌بندی دیر و همکاران (۱۹۹۲)، فلدسپار در نمونه‌های آندالوزیت گارنت میکاشیست و هورنفلس دارای ترکیب آلبیت است (پیوست ۵-۲-۹، شکل ۳-۴۶).

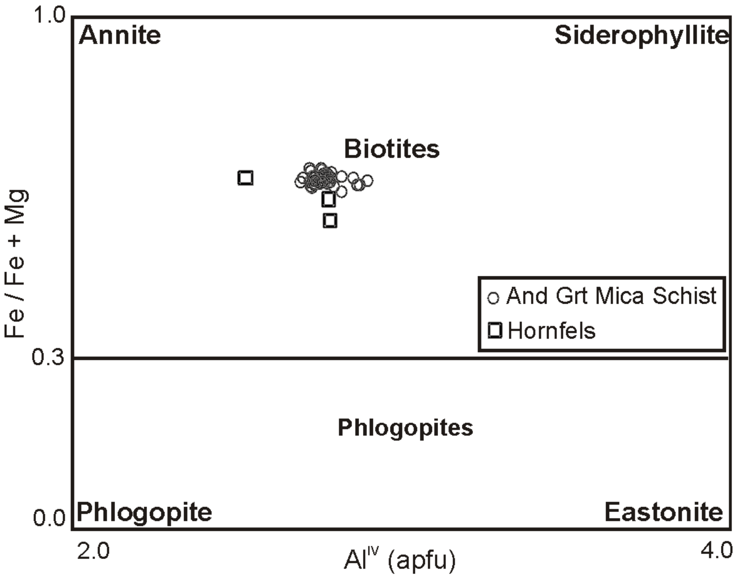


شکل ۳-۴۶- ترکیب فلدسپار موجود در آندالوزیت گارنت میکاشیست (And Grt Mica Schist) و هورنفلس منطقه ده‌نو (نمودار طبقه‌بندی دیر و همکاران، ۱۹۹۲).

۳-۴-۲-۶-۳- بیوتیت

بیوتیت یکی از مهم‌ترین کانی‌ها در تشکیل تورق موجود در شیست‌های منطقه است. این کانی نیز حداقل در دو مرحله متبلور شده است. نسل اول بیوتیت‌ها همراه با مسکوویت و کلریت، سازنده تورق یا فولیاسیون اصلی در سنگ‌های دگرگونی منطقه است و نسل دوم به‌صورت بلورهای درشت در متن سنگ و

به‌صورت متقاطع با رخ اصلی سنگ دیده می‌شود (هاتفی، ۱۳۸۲). برخی نیز به‌صورت ریزبلور در بلورهای گارنت درون هورنفلس و آندالوزیت گارنت شیست‌ها یافت می‌شوند که نتایج آنالیز ریزپردازشی آن‌ها (پیوست ۵-۳-۱۰) در نمونه‌های آندالوزیت گارنت میکاشیست و هورنفلس بیانگر ترکیب بیوتیت است. البته میزان Fe*/Fe*+Mg در بیوتیت‌های نمونه آندالوزیت گارنت میکاشیست اندکی بالاتر (نسبت به نمونه هورنفلس) است (شکل ۳-۴۷).



شکل ۳-۴۷- ترکیب ادخال‌های بیوتیت درون گارنت موجود در آندالوزیت گارنت میکاشیست و هورنفلس منطقه ده‌نو بر روی نمودار طبقه‌بندی بیوتیت‌ها (نمودار طبقه‌بندی برگرفته از دیر و همکاران، ۱۹۹۲).

۳-۴-۲-۶-۴- مسکوویت

مسکوویت به‌صورت گسترده در سنگ‌های پلیتی منطقه دیده می‌شود. بر اساس مطالعات بهاری‌فر و همکاران (۱۳۸۴)، نسل اول آن‌ها همراه با کانی‌های بیوتیت و کلریت سازنده رخ اصلی سنگ‌های دگرگونی است. نسل دوم این کانی به‌صورت پورفیروبلاست‌های درشت و متقاطع با رخ اصلی سنگ بوده و بیانگر تبلور پس از رخ اصلی هستند. نسل سوم مسکوویت محصول دگرگونی پیش‌رونده سرسیت‌های حاصل از دگرگونی قهقرایی آندالوزیت‌ها هستند؛ بنابراین، در پیرامون و داخل بلورهای آندالوزیت متمرکز هستند. در مسکوویت‌هایی که در مجاورت آندالوزیت‌ها و گارنت‌ها تشکیل شده‌اند، میانگین مقدار نسبت Fe/Fe+Mg ۰/۷۰۰، ۰/۶۲۵ (برای آندالوزیت گارنت میکاشیست) و ۰/۶۲۲ (برای هورنفلس) است (پیوست ۵-۳-۱۱).

۳-۴-۲-۶-۵- گارنت

نتایج آنالیز ریزپردازشی این کانی در هورنفلس و میکاشیست به‌ترتیب در پیوست‌های ۵-۴-۹ و ۵-۴-۱۰ آورده شده است. گارنت‌ها دارای ترکیب آلماندین (- اسپسارتین) بوده و دارای منطقه‌بندی ترکیبی هستند. ترکیب گارنت در نمونه هورنفلس به‌صورت $Alm_{77.09-84.07}Sps_{8.88-14.26}\ Grs_{0.46-1.37}\ Pyr_{5.24-8.20}$ (پیوست

$Alm_{82.28-85.21}Sps_{5.72-9.59}Grs_{0.56-1.34}Pyr_{5.33-8.38}$ (پیوست ۵-۴-۹)، در نمونه آندالوزیت گارنت میکاشیست $Alm_{81.95-86.29}Sps_{4.37-10.80}Grs_{0.00-1.36}Pyr_{5.32-8.75}$ (پیوست ۵-۴-۱۰)، در نمونه فیبرولیت گارنت میکاشیست $Alm_{73.86-83.77}Sps_{10.24-19.59}Grs_{0.44-1.15}Pyr_{4.83-6.39}$ (پیوست ۵-۴-۱۱) و در نمونه گارنت کلریتویید میکاشیست (پیوست ۵-۴-۱۲) است. بررسی منطقه‌بندی این گارنت‌ها نشان می‌دهد که مقدار آلماندین از هسته گارنت به سمت حاشیه آن افزایش و مقدار اسپسارتین، گروسولار و پیروپ کاهش می‌یابند.

در نمونه اسکارن منطقه ده‌نو نیز گارنت از نوع گروسولار (- آندرادیت) ($Grs_{86.26-92.08}$ $And_{6.10-13.30}$ $Alm_{0.00-1.40}$ $Sps_{0.04-0.44}$ $Pyr_{0.04-0.66}$) بوده و دارای منطقه‌بندی ترکیبی است (پیوست ۵-۴-۱۱)، به‌طوری‌که در آن مقدار آندرادیت و پیروپ از هسته گارنت به سمت حاشیه آن افزایش و مقدار آلماندین، اسپسارتین و گروسولار کاهش می‌یابند.

همچنین، بر اساس آنالیز ایزوتوپ اکسیژن، مقدار نسبت ایزوتوپی $\delta^{18}O$ برای گارنت درون هورنفلس ۱۳/۱۲ پرمیل و برای گارنت درون آندالوزیت گارنت میکاشیست ۱۲/۵۴ تا ۱۳/۸۱ پرمیل است (پیوست ۶-۲). به لحاظ اهمیت مطالعه این کانی در این مطالعه، در فصل ششم به بررسی دقیق آن پرداخته خواهد شد.

۳-۴-۲-۶-۶- آلومینوسیلیکات‌ها

کانی‌های آلومینوسیلیکات به اشکال آندالوزیت و فیبرولیت در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. پلی‌مورف‌های سیلیکات آلومینیم به دلیل اهمیت آن‌ها در تعیین شرایط حرارت و فشار تشکیل سنگ‌های دگرگونی همواره مورد توجه محققین سنگ‌شناسی قرار داشته است. در محدوده مورد مطالعه ده‌نو، آندالوزیت در اندازه‌های مختلف مشاهده می‌شود. در برخی موارد اندازه آن‌ها به بیش از دو میلی‌متر نیز می‌رسد و در لابه‌لای فیبرولیت‌ها و کوارتزها قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۳-۴۱-A، C، E).

وجود ادخال‌هایی از کربن در ساختمان این نوع آندالوزیت (به‌صورت کیاستولیت) با کربن موجود در سنگ‌های رسوبی آلومینوسیلیکاته که احتمالاً از منشأ تشکیلات دارای مواد آلی بوده‌اند، در ارتباط است. این کانی که در نمونه دستی از ریز تا درشت یافت می‌شود در اطراف آن مسکوویت تبلور یافته است (شکل ۳-۴۳). طبق نظر دییر[1] و همکاران (۱۹۸۲)، کیاستولیتی شدن مربوط به مراحل اولیه رشد است که کانی قادر نیست خود را از ادخال‌ها آزاد سازد ولی با افزایش درجه دگرگونی از میزان ادخال‌ها کاسته می‌شود. دییر و همکاران (۱۹۸۲) ظهور آندالوزیت را نتیجه دگرگونی درجه پایین تا متوسط و در فشارهای پایین (LPM[2]) سنگ‌های آرژیلیتی (نزدیک به دو کیلوبار یا کم‌تر) می‌داند که در ابتدا به‌صورت دانه‌های انهدرال ظاهرشده ولی به‌سرعت به شکل یوهدرال و منشوری در می‌آید.

---

[1] Deer

[2] Low Pressure Metamorphic

با توجه به مطالب فوق و اینکه در منطقه بلورهای آندالوزیت به‌صورت گوناگون (دارای ادخال‌های پراکنده، ادخال‌های منظم و کیاستولیتی) دیده می‌شوند، لذا می‌توان نتیجه گرفت که آندالوزیت‌ها مراحل رشد و تکامل خود را نشان می‌دهند. اثرات تشکیل مسکوویت نیز در اطراف این کانی‌ها قابل مشاهده است (شکل‌های ۳-۴۱ تا ۳-۴۲). از آنجایی که فیبرولیت محصول بیوتیت است، به‌دلیل آهن و ناخالصی در ساختار، فیبرولیت‌ها در این سنگ‌ها غالباً به‌رنگ قهوه‌ای دیده می‌شوند.

نتایج محاسبه درصد اکسیدها و فرمول ساختاری ادخال آلومینوسیلیکات در گارنت و آلومینوسیلیکات در زمینه نمونه‌های گارنت کلریتویید شیست، گارنت شیست و هورنفلس در پیوست ۵-۱۱ ارائه شده‌اند. میزان آهن موجود در آندالوزیت از هورنفلس به سمت آندالوزیت گارنت میکاشیست افزایش می‌یابد (به‌ترتیب ۰/۰۱ و ۰/۰۲۴ اتم در واحد فرمول ساختاری کانی).

۳-۴-۲-۶-۷- تورمالین

نتایج آنالیز ریزپردازشی، به همراه محاسبه فرمول ساختاری ادخال تورمالین در گارنت، در پیوست ۵-۱۲ آورده شده است. فرمول عمومی تورمالین به‌صورت $XY_3Z_6(T_6O_{18})(BO_3)_3V_3W$ است (هاوتورن، ۲۰۰۲) که در آن:

$X=Na^+, K^+, Ca^{2+}$, vac.; $Y=Li^+, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Al^{3+}, Cr^{3+}, V^{3+}Fe^{3+}, (Ti^{4+})$; $Z=Mg^{2+}, Fe^{2+}$, [O1].$=Al^{3+}, Fe^{3+}, V^{3+}, Cr^{3+}$; $T=Si^{4+}, Al^{3+} (B^{3+})$; $B=B^{3+}$; $V=OH^-, O^{2-}$ [O3]; $W=OH^-, F^-, O^{2-}$

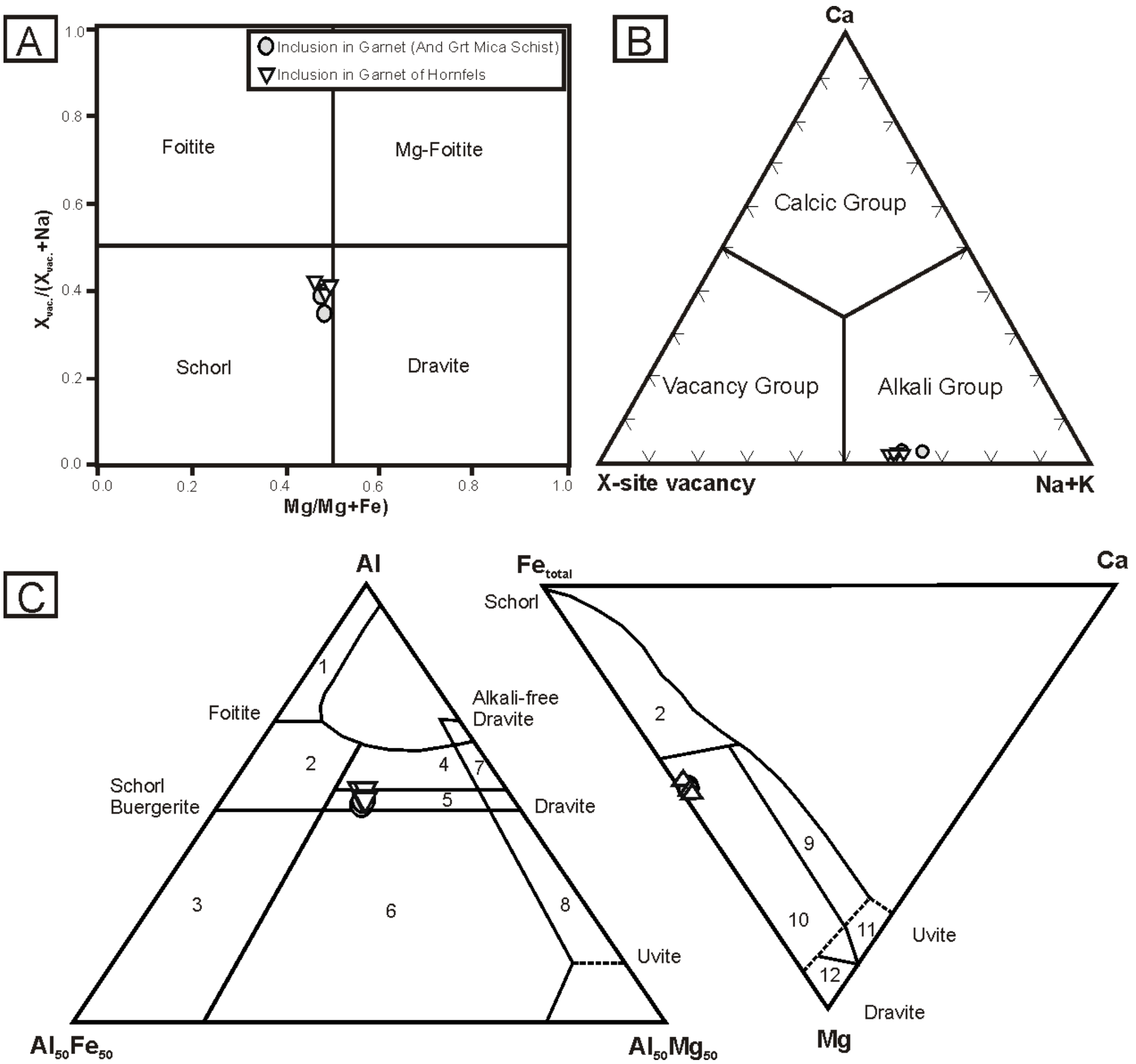
با توجه به نظر هاوتورن و هنری[1] (۱۹۹۹)، تورمالین‌ها بر اساس ظرفیت سایت X خودشان به سه گروه تقسیم‌بندی می‌شوند: (الف) تورمالین‌های آلکالی (که به‌طور غالب دارای Na+K در سایت X هستند)؛ (ب) تورمالین‌های کلسیک (که به‌طور غالب دارای Ca در سایت X هستند) و (پ) تورمالین‌های با فضای خالی در سایت X.

بر اساس نتایج آنالیز به‌دست آمده برای ادخال تورمالین در گارنت موجود در آندالوزیت گارنت میکاشیست و هورنفلس منطقه ده‌نو، میزان Na+K این تورمالین‌ها بیش‌تر از Ca و تقریباً نزدیک به مقدار X_{vac} بوده و ترکیب آن‌ها از نوع تورمالین‌های آلکالی است (پیوست ۳-۳-۱۱-۱، شکل ۳-۴۸). همچنین، مقدار $X_{vac}/(X_{vac}+Na)$ تورمالین‌های مورد مطالعه در حدود ۰/۵۱ تا ۰/۵۲ و میزان Mg/Fe+Mg آن‌ها، ۰/۴۷ تا ۰/۵۰ است، لذا با توجه به مطالعات هاوتورن و هنری (۱۹۹۹)، نوع آن‌ها از نوع شورلیت است (شکل ۳-۴۸-A و B).

در نمودار Fe-Mg-Al تورمالین تقریباً در محدوده (۵) و نزدیک به محدوده (۴) و در نمودار Fe-Mg-Ca در محدوده (۱۰) قرار گرفته‌اند (شکل ۳-۴۸-C). بر این اساس سنگ‌های رسوبی و پلیتی منطقه که

[1] Henry

دارای مقادیر کافی از عناصر Mg، Al، Fe، Ca و Na بوده‌اند در تأمین این عناصر برای تشکیل تورمـالین در طی فرآیند دگرگونی مجاورتی نقش مهمی داشته‌اند.



شکل ۳-۴۸- ترکیب شیمیایی تورمالین‌ها در آندالوزیت گارنت میکاشیست و هورنفلس ده‌نو بر روی: (A) نمودار تقسیم‌بندی انواع تورمـالین‌هـا برگرفتـه از هـاوتورن و هنـری (۱۹۹۹)؛ (B) نمـودار $X_{vac.}/(X_{vac}+Na)$ در برابـر Mg/Fe+Mg برگرفتـه از هاوتورن و هنری (۱۹۹۹)؛ (C) نمودارهای سه‌تـایی Al-Fe-Mg و Ca-Fe-Mg. محـدوده‌هـا برگرفتـه از هنـری و گویـدتی[1] (۱۹۸۵) است.

۳-۴-۲-۶-۸- کلریت

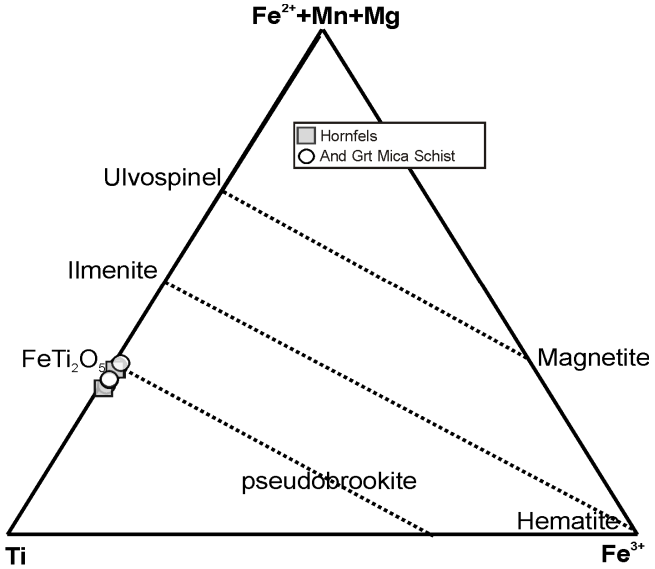
در منطقه ده‌نو کلریت یکی از کانی‌های ثانویه و فرعی موجـود در شیسـت و هـورنفلس اسـت کـه حاصـل

[1] Guidotti

تجزیه گارنت، فلدسپار و میکاها است. این کانی به‌صورت کلریت‌های دگرگونی پیش‌رونده در سنگ‌های درجه پایین همراه با سایر کانی‌های فیلوسیلیکاته، سازنده تورق سنگ دیده می‌شود؛ اما با افزایش درجه دگرگونی از مقدار کلریت کاسته شده تا اینکه به‌تدریج حذف می‌شود تا کانی‌های درجه بالاتر دگرگونی تشکیل شوند. هی (۱۹۵۴)، کلریت‌ها را بر اساس میزان Fe_2O_3 به دو گروه اکسیده و غیر اکسیده طبقه‌بندی کرد. کلریت‌های اکسیده دارای Fe_2O_3 کم‌تر از چهار درصد وزنی و کلریت‌های غیر اکسیده با Fe_2O_3 بیش‌تر از چهار درصد وزنی است. بر اساس شیمی ادخال‌های کلریت موجود در گارنت درون هورنفلس، انواع اکسیده این کانی عمدتاً از نوع ریپیدولیت است و برخی نیز برانگسویگیت و انواع غیر اکسیده آن از نوع شاموزیت و دلسیت هستند (پیوست ۵-۹-۲، شکل ۳-۳۹). بر اساس داده‌های زین و همکاران (۱۹۹۸)، ترکیب این کلریت‌ها با ترکیب کلریت‌های موجود در سنگ‌های متاپلیتی تطابق دارد (شکل ۳-۳۹).

۳-۴-۲-۶-۹- اکسیدهای کدر

اکسیدهای کدر به‌صورت بلورهای منفرد در زمینه و یا ادخال درون گارنت، بیوتیت و استارولیت یافت می‌شوند. این اکسیدها دارای میزان آهن و تیتانیم بالایی هستند (پیوست ۵-۵-۴) و مقایسه این اکسیدهای درون سنگ‌های دگرگونی (شکل ۳-۴۹) با ایلمنیت درون سنگ‌های آذرین دهنو (شکل ۳-۴۰) به‌خوبی نشان‌دهنده تفاوت شیمی اکسیدهای کدر آذرین و دگرگونی است، به‌طوری‌که انواع آذرین آن‌ها دارای مقادیر بالاتری از Fe^{2+}+Mn+Mg هستند و ترکیب آن‌ها ایلمنیت است اما در سنگ‌های دگرگونی مقدار Ti اکسیدها (و تا حدودی آلومینیم) افزایش و مقدار Fe^{2+}+Mn+Mg کاهش یافته و دارای ترکیب $FeTi_2O_5$ (فروسودوبروکیت[1]) هستند. این کانی‌ها حاصل دگرگونی رسوبات مگنتیت‌دار غنی از تیتانیم است.



شکل ۳-۵۰- ترکیب اکسیدهای درون گارنت‌های موجود در هورنفلس و آندالوزیت گارنت میکاشیست دهنو بر روی نمودار سه‌تایی -Ti Fe^{2+}+Mg+Mn- Fe^{3+} (برگرفته از ملوسو و ستنا، ۲۰۱۱).

[1] Ferropseudobrookite

۳-۵- بررسی شیمی میکاها در سنگ‌های دگرگونی و ماگمایی

با توجه به ماهیت سنگ میزبان و وجود سیالات، دما و فشار متفاوت تشکیل، بیوتیت اولیه در سنگ‌های آذرین و دگرگونی از نظر برخی عناصر دارای شیمی یکسانی نیست. در حقیقت، ترکیب سنگ کل می‌تواند به‌طور مستقیم و غیرمستقیم (با تشکیل یا عدم تشکیل کانی‌های آهن دوست دیگر مانند گارنت در کنار بیوتیت) بر روی شیمی برخی عناصر درون گارنت اثر بگذارد. به این ترتیب می‌توان با شناسایی عناصری که تحت تأثیر شیمی سنگ والد قرار می‌گیرند به طبقه‌بندی میکاها پرداخت. نکته کلیدی که از آن می‌توان برای تفکیک بیوتیت و یا مسکوویت و یا هر کانی دیگری استفاده کرد این است که نوع کانی و شیمی آن از نظر عناصر اصلی باید مشابه باشد تا بتوان شیمی عناصر متغیر دیگر آن را بهتر بررسی کرد. با توجه به داده‌های گسترده موجود در این مطالعه که شامل شیمی بیوتیت و مسکوویت در محدوده گسترده‌ای از سنگ‌های آذرین و متاپلیتی است امکان تفکیک میکا در این واحدهای سنگی بر اساس خاستگاه آذرین و دگرگونی به‌وجود آمد. با توجه به اینکه میکا در سنگ‌های دگرگونی نمی‌تواند منشأ آذرین داشته باشد پس می‌توان محدوده ترکیبی میکاها را میکاهای دگرگونی دانست.

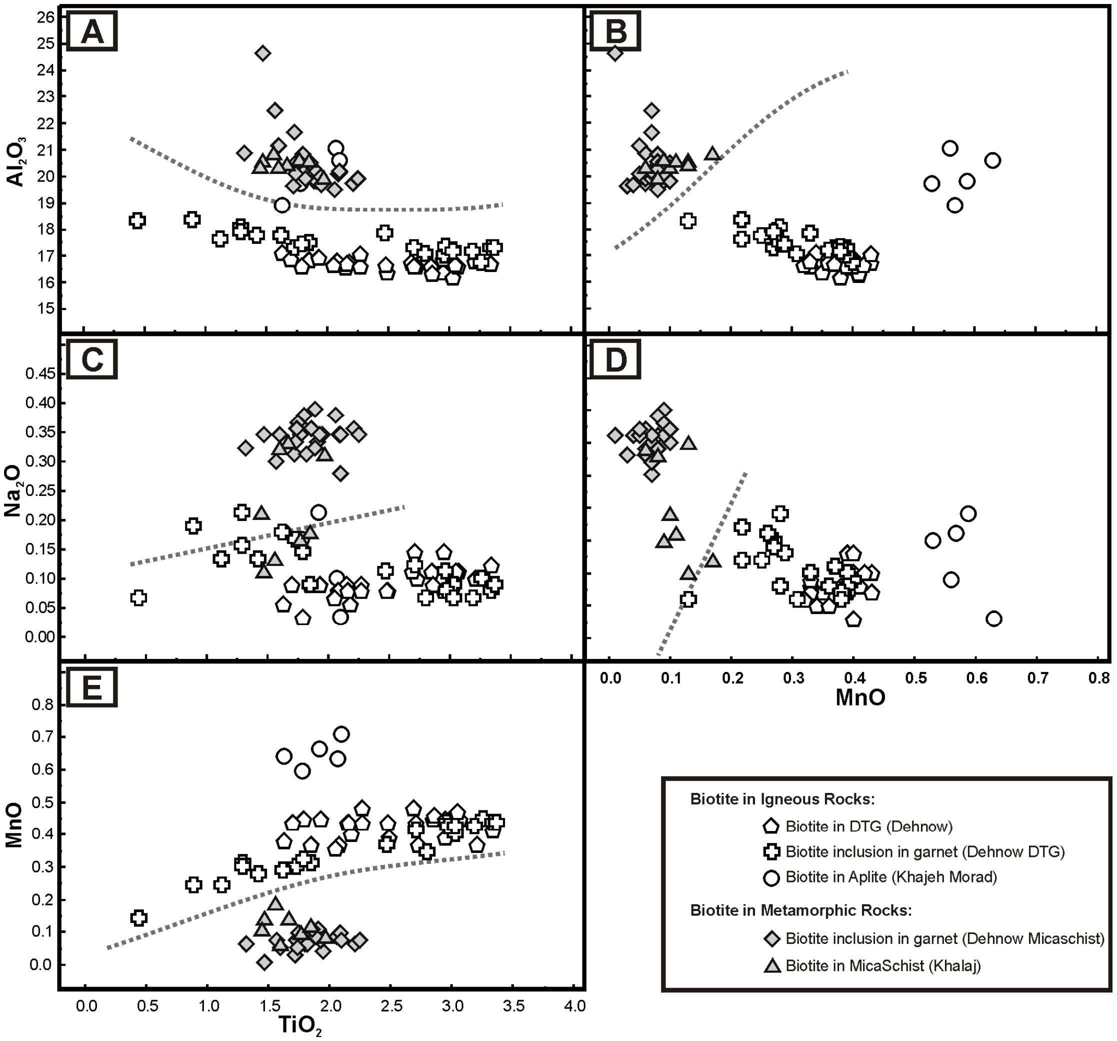
۳-۵-۱- بیوتیت‌های آذرین و دگرگونی

در شکل ۳-۵۰، ترکیب بیوتیت درون سنگ‌های آذرین مشهد (آپلیت خواجه‌مراد و توده نفوذی گرانیتوییدی ده‌نو) بر روی نمودارهای دوتایی (بر اساس اکسید عناصر اصلی TiO_2، MnO، Na_2O و Al_2O_3) با بیوتیت درون سنگ‌های دگرگونی منطقه (میکاشیست‌های خلج و ده‌نو) مقایسه شده است. این نمودارها به‌خوبی توانسته‌اند بیوتیت‌های درون سنگ‌های آذرین و دگرگونی را از یکدیگر تفکیک کنند. در شکل ۳-۵۱ قدرت تفکیک MnO و TiO_2 (در کنار Na_2O و FeO) درون بیوتیت برای تفکیک بیوتیت‌های آذرین و دگرگونی به‌خوبی نشان داده شده است. اگرچه بیوتیت درون آپلیت‌ها به بیوتیت درون گارنت سنگ‌های آذرین منطقه ده‌نو شباهت ترکیبی بیش‌تری دارد و به‌خوبی از بیوتیت‌های دگرگون متمایز شده است، اما دارای منگنز نسبتاً بالاتری در مقایسه با بیوتیت‌های آذرین درون گرانیتویید (توده نفوذی ده‌نو) است که بیانگر میزان منگنز بالاتر مذاب و سنگ میزبان آن‌ها است. با مقایسه شکل‌های ۳-۵۰ و ۳-۵۱ می‌توان گفت که بهترین تفکیک توسط محتوای عناصر سدیم و منگنز بیوتیت‌ها صورت گرفته است. بنابراین، با توجه به قدرت تفکیک عناصر منگنز و تیتانیم در بررسی شیمی بیوتیت‌های دگرگونی و ماگمایی، نمودار سه‌تایی $FeO - 10.TiO_2 - 100.MnO$ برای تفکیک بیوتیت ماگمایی و دگرگونی پیشنهاد می‌شود (شکل ۳-۵۱).

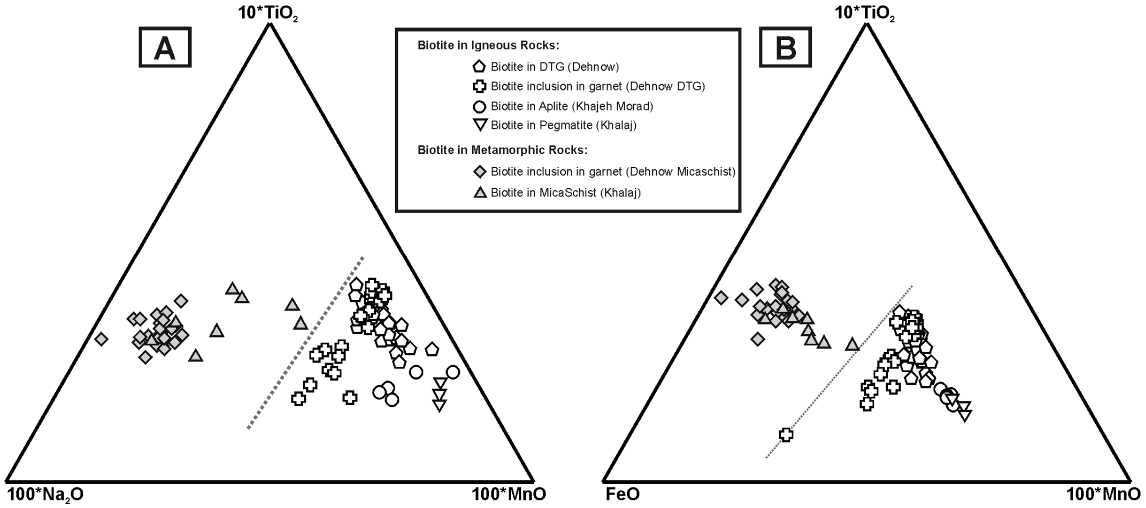
بیوتیت‌های دگرگونی میکاشیست‌های خلج و ده‌نو نسبت به انواع بیوتیت‌های ماگمایی درون توده نفوذی ده‌نو و آپلیت خواجه‌مراد دارای منگنز کم‌تر و تیتانیم، آهن و سدیم بالاتری هستند (شکل ۳-۵۱). از این‌رو، با استفاده از این نمودارها که برای اولین بار در این مطالعه به آن‌ها اشاره می‌شود می‌توان بیوتیت‌های

درون سنگ‌های دگرگونی و آذرین را بر اساس محتوای این عناصر از هم تفکیک کرد.

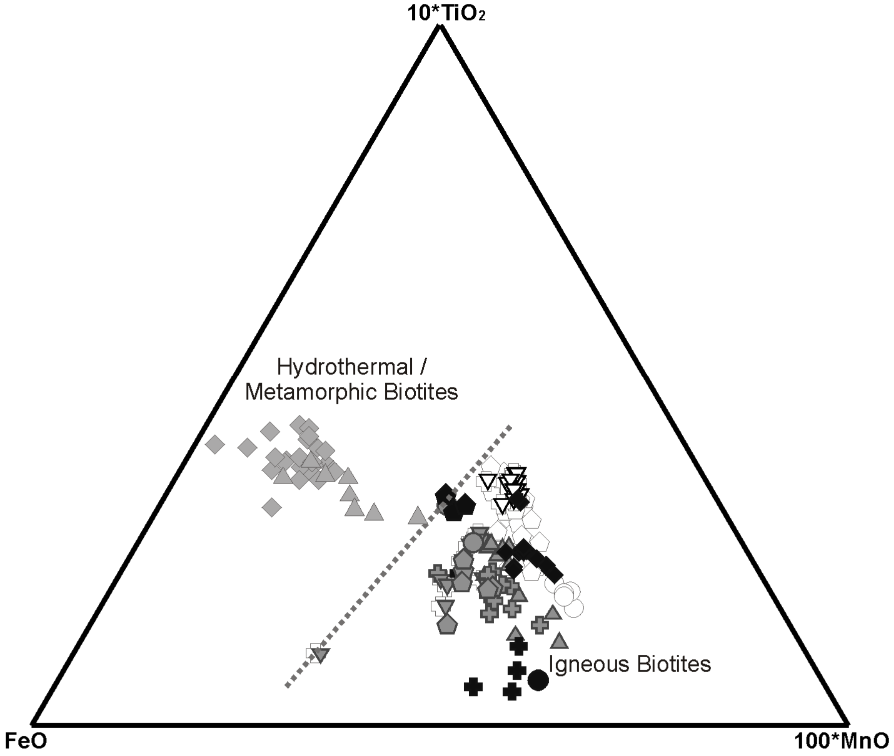
در شکل ۳-۵۲ شیمی ادخال‌های بیوتیت در بخش‌های مختلف بلور گارنت درون توده نفوذی ده‌نو با بیوتیت‌های ماگمایی درون زمینه توده نفوذی ده‌نو، آپلیت خواجه‌مراد و بیوتیت دگرگونی درون میکاشیست‌های ده‌نو و خلج (داده‌ها برگرفته از شکل ۳-۵۱) مقایسه شده‌اند. به این ترتیب، مشاهده می‌شود که علی‌رغم تغییرات ترکیبی بیوتیت‌ها از بخش‌های مرکزی تا حاشیه بلور گارنت، اما این بیوتیت‌ها ماهیت ماگمایی داشته و دارای تمایز با بیوتیت‌های حاصل از دگرگونی هستند.



شکل ۳-۵۰- تفکیک بیوتیت‌های آذرین و دگرگونی و مقایسه ترکیب عناصر اصلی بیوتیت درون آپلیت خواجه‌مراد با بیوتیت‌ها و ادخال‌های بیوتیت درون گارنت توده نفوذی ده‌نو و بیوتیت‌های درون میکاشیست‌های منطقه خلج و ده‌نو بر روی نمودارهای دوتایی: (A) Al_2O_3 در برابر TiO_2؛ (B) Al_2O_3 در برابر MnO؛ (C) Na_2O در برابر TiO_2؛ (D) Na_2O در برابر MnO؛ (E) MnO در برابر TiO_2 (بر اساس درصد وزنی اکسید در ترکیب بیوتیت)؛ (DTG: دیوریت-تونالیت-گرانودیوریت).



شکل ۳-۵۱- تفکیک بیوتیت‌های آذرین و دگرگونی و مقایسه ترکیب عناصر اصلی بیوتیت درون آپلیت خواجه‌مراد با بیوتیت‌ها و ادخال‌های بیوتیت درون گارنت توده نفوذی ده‌نو و بیوتیت‌های درون پگماتیت و میکاشیست‌های منطقه خلج و میکاشیست‌های ده‌نو بر روی نمودارهای سه‌تایی: (A) $10.TiO_2 - 100.Na_2O - 100.MnO$، (B) $10.TiO_2 - FeO - 100.MnO$ (بر اساس درصد وزنی اکسید در ترکیب بیوتیت).



شکل ۳-۵۲- مقایسه شیمی ادخال‌های بیوتیت در بخش‌های مختلف بلور گارنت درون توده نفوذی ده‌نو با بیوتیت ماگمایی درون توده نفوذی ده‌نو، آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد، پگماتیت خلج و بیوتیت دگرگونی درون میکاشیست‌های ده‌نو و خلج بر روی نمودار متمایزکننده $FeO - 10.TiO_2 - 100.MnO$ (علائم نمونه‌ها مانند شکل ۳-۳۶).

۳-۵-۲- مسکوویت‌های آذرین و دگرگونی

در شکل‌های ۳-۵۳ و ۳-۵۴، ترکیب عناصر اصلی مسکوویت درون آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد با مسکوویت‌های درون گارنت توده نفوذی ده‌نو و مسکوویت‌های درون میکاشیست‌های منطقه خلج و ده‌نو بر روی نمودارهای دوتایی (بر اساس درصد وزنی MnO، FeO، Na_2O و TiO_2) و سه‌تایی (- $10.TiO_2$ $100.MnO$ - $100.Na_2O$ و $10.TiO_2$ - FeO - $100.MnO$) مقایسه شده‌اند. بر روی این نمودارها مسکوویت‌های درون سنگ‌های آذرین و دگرگونی به‌خوبی از هم تفکیک شده‌اند. به این ترتیب مشاهده می‌شود که مسکوویت‌های درون سنگ‌های آذرین دارای سدیم و تیتانیم کم‌تر و منگنز و آهن بالاتری هستند. از این‌رو، از این نمودارها می‌توان برای تفکیک مسکوویت‌های آذرین و دگرگونی بهره برد. با مقایسه شکل‌های ۳-۵۳ و ۳-۵۴ می‌توان گفت که بهترین تفکیک توسط محتوای عناصر سدیم، تیتانیم و آهن مسکوویت‌ها صورت گرفته است. مقایسه مسکوویت‌های دگرگونی با مسکوویت‌های حاصل تبلور از مذاب درون سنگ‌های آذرین (آپلیت - پگماتیت خواجه‌مراد و پگماتیت خلج و نیز مسکوویت‌های دگرگونی در میکاشیست‌های خلج و ده‌نو) نشان‌دهنده مقدار منگنز و آهن به‌مراتب کم‌تر و سدیم و تیتانیم بالاتر آن‌ها است (شکل‌های ۳-۵۳ و ۳-۵۴). بر اساس این نمودارها مشاهده می‌شود که مسکوویت‌های درون آپلیت و پگماتیت قرابت ترکیبی بالایی با مسکوویت‌های درون گرانیتوییدها دارند.

بر اساس مقایسه این مسکوویت‌ها با مسکوویت‌های درون آپلیت - پگماتیت خواجه‌مراد و پگماتیت خلج و نیز مسکوویت‌های دگرگونی در میکاشیست‌های خلج و ده‌نو، ادخال‌های مسکوویت درون گارنت ماگمایی بوده و نسبت به مسکوویت‌های دگرگونی درون متاپلیت‌ها دارای منگنز و آهن به‌مراتب بالاتر و سدیم و تیتانیم کم‌تری هستند (شکل‌های ۳-۵۳ و ۳-۵۴).

علاوه بر عناصر اصلی، مقدار عناصر کمیاب مسکوویت نیز تفاوت‌های زیادی با مسکوویت‌های دگرگونی نشان می‌دهد. برای این منظور از ترکیب مسکوویت‌های دگرگونی موجود در سنگ‌های متاپلیتی در لابرادور[1] غربی در کانادا (داده‌های یانگ و ریورز[2]، ۲۰۰۰) استفاده شد. در شکل ۳-۵۵ ترکیب عناصر کمیاب مسکوویت درون آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد با مسکوویت‌های دگرگونی مقایسه شده است. بر این اساس، مسکوویت‌هایی که از مذاب متبلور شده‌اند دارای Li، Nb و Rb بالاتری نسبت به مسکوویت‌های حاصل از دگرگون متاپلیت‌ها هستند؛ اما در مقابل، مقدار Sr و Ba در مسکوویت‌های حاصل از تبلور از مذاب کم‌تر است (شکل ۳-۵۵). بر اساس مطالعه یانگ و ریورز (۲۰۰۰) در هنگام دگرگونی متاپلیت‌ها، در حالی‌که عناصر Zr، Ba و Sr تمایل بیش‌تری به ورود به ساختار مسکوویت‌ها (در

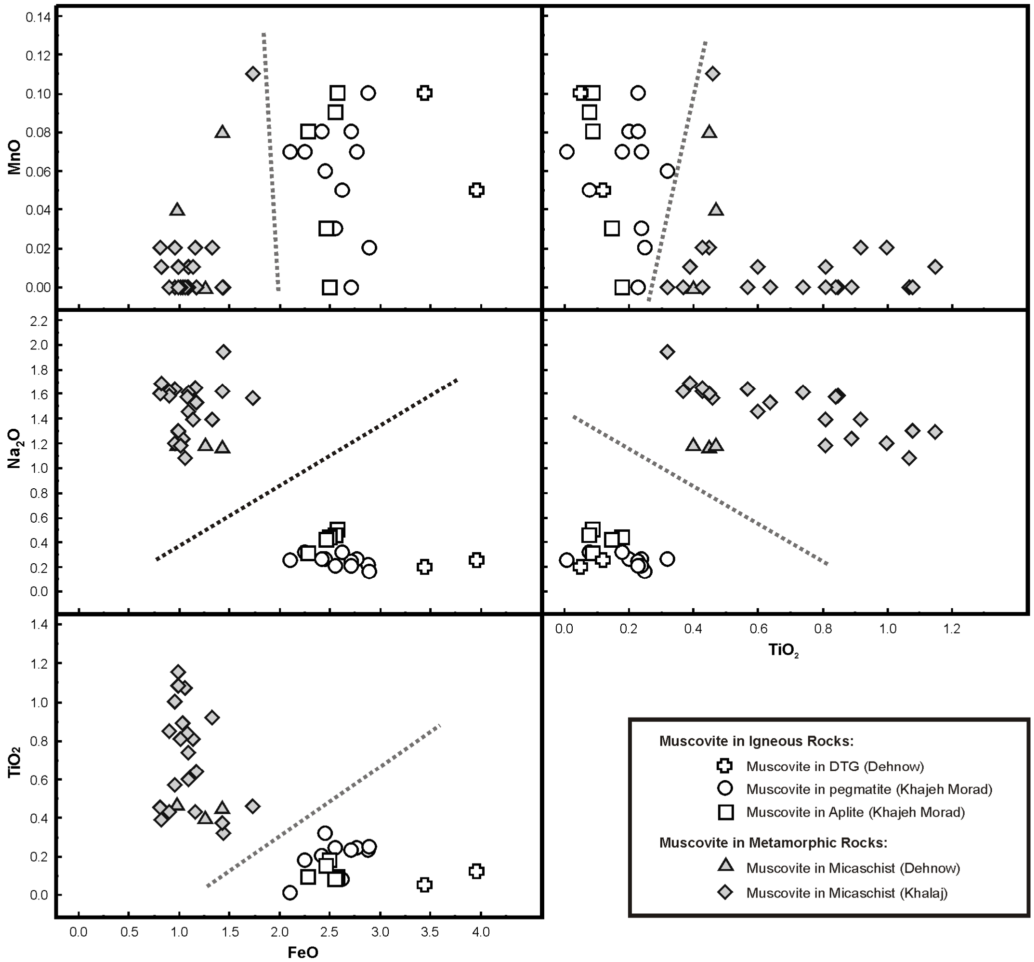
---

[1] Labrador

[2] Yang and Rivers

مقایسه با بیوتیت) را دارند، اما عناصری مانند Li و Nb بیش‌تر وارد ساختار بیوتیت می‌شوند. لذا مقدار عناصر Li و Nb در مسکوویت‌های دگرگونی هم‌زیستشان کاهش و مقدار عناصر Zr، Ba و Sr افزایش می‌یابد.

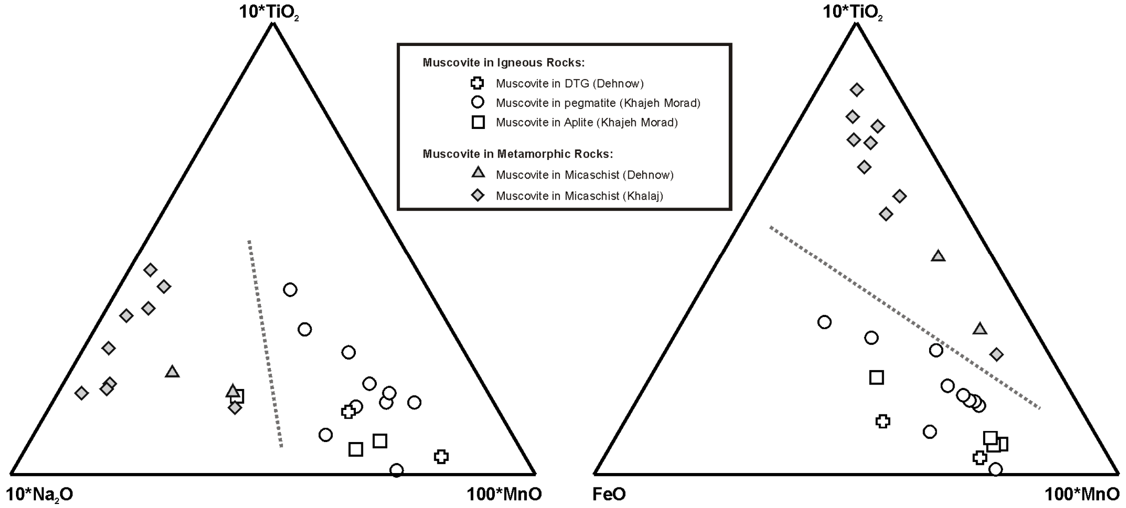
بر اساس این نمودارها، مقدار لیتیم در مسکوویت درون آپلیت‌ها اندکی بالاتر از پگماتیت است که این امر به دلیل اختلاف ترکیب شیمیایی و مواد فرار مذاب است. در هنگام تبلور توده‌های گرانیتی، عنصر Li مذاب که در فاز مایع باقی‌مانده، به‌همراه فازهای مواد فرار (مانند آب، فلوئور، بور و غیره) موجب کاهش دمای سولیدوس مذاب می‌شود (ویتنی[1]، ۱۹۸۸). همچنین، مقدار Rb نیز در مذاب‌های تفریق یافته و پگماتیتی به‌شدت افزایش می‌یابد (ولی‌زاده و میرنژاد، ۱۳۷۱ و منابع آن).



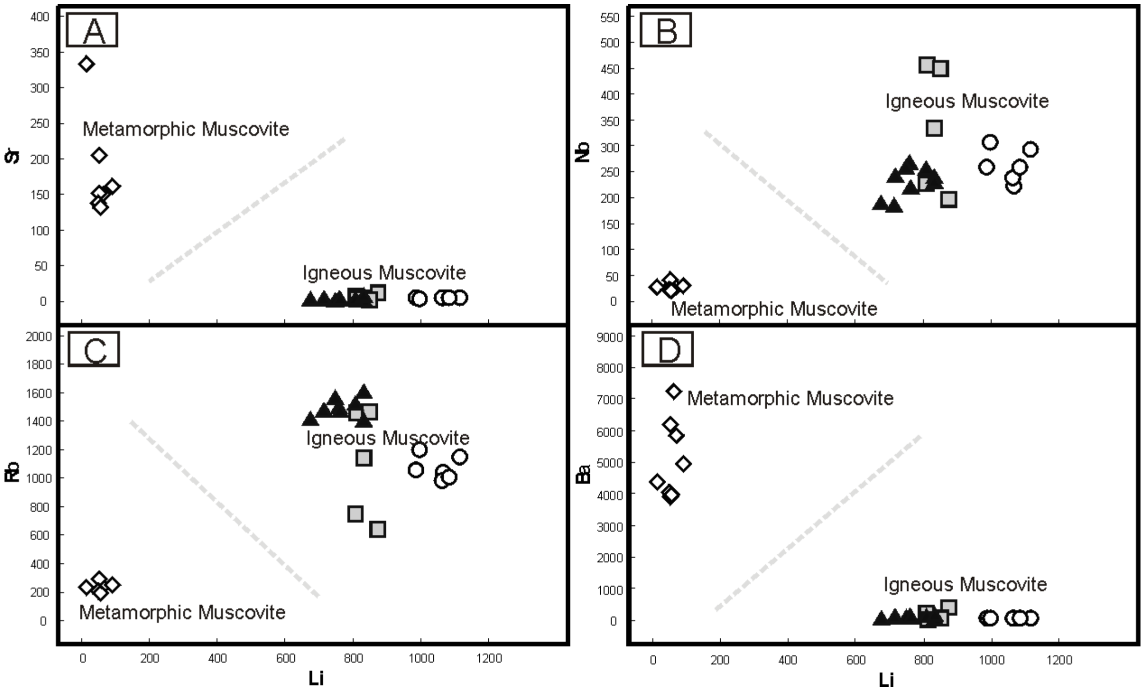
شکل ۳-۵۳- تفکیک مسکوویت‌های آذرین و دگرگونی و مقایسه ترکیب عناصر اصلی مسکوویت درون آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد با مسکوویت‌های درون گارنت توده نفوذی ده‌نو و مسکوویت‌های درون میکاشیست‌های منطقه خلج و ده‌نو بر روی نمودارهای دوتایی: (A) MnO در برابر FeO؛ (B) Na_2O در برابر FeO؛ (C) TiO_2 در برابر FeO؛ (D) MnO در برابر

[1] Whitney

TiO_2؛ (E) Na_2O در برابر TiO_2 (بر اساس درصد وزنی اکسید در ترکیب مسکوویت).



شکل ۳-۵۴- تفکیک مسکوویت‌های آذرین و دگرگونی و مقایسه ترکیب عناصر اصلی مسکوویت‌های درون آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد با مسکوویت‌های درون توده نفوذی ده‌نو و مسکوویت‌های درون میکاشیست‌های منطقه خلج و ده‌نو بر روی نمودارهای سه‌تایی: (A) $10.TiO_2 - 100.Na_2O - 100.MnO$؛ (B) $10.TiO_2 - FeO - 100.MnO$ (بر اساس درصد وزنی اکسید در ترکیب مسکوویت).



شکل ۳-۵۵- مقایسه ترکیب عناصر کمیاب مسکوویت درون آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد با مسکوویت‌های دگرگونی (مثلث توپُر) درون متاپلیت‌های لابرادور غربی در کانادا (داده‌ها برگرفته از یانگ و ریورز، ۲۰۰۰).

فصل چهارم
زمین‌دمافشارسنجی و تحولات دگرگونی و ماگمایی

۴-۱- پیشگفتار

مطالعات زمین‌دماسنجی[1] و زمین‌فشارسنجی[2] برای شناخت شرایط دما و فشار تشکیل سنگ‌ها، در دهه‌های اخیر به‌عنوان یک روش مفید مطرح و جایگاه خاصی در مطالعات زمین‌شناسی پیدا نموده است. در این زمینه تجربیات آزمایشگاهی دانشمندان و محاسبات و مدل‌سازی ترمودینامیکی بر اساس تجزیه شیمیایی کانی‌ها به‌وسیله ریزکاو الکترونی به فهم بهتر شرایط دما و فشار حاکم بر سنگ‌ها در خلال فرآیندهای زمین‌شناسی کمک مؤثری نموده است (اسن[3]، ۱۹۸۹؛ بوهلن و لیندسلی[4]، ۱۹۸۷؛ پاتیرکا[5]، ۲۰۰۸؛ شیردشت‌زاده و صمدی، ۱۳۸۹).

با توجه به اهمیت تعیین شرایط فشار و دما در مطالعات مربوط به پهنه‌های زمین‌شناسی، تاکنون

---

1 Geothermometry

2 Geobarometry

3 Essene

4 Bohlen and Lindsly

5 Putirka

روش‌های گوناگونی بدین منظور ارائه شده‌اند که قدیمی‌ترین آن‌ها استفاده از شبکه‌های پتروژنتیک است. به‌مرور زمان با پیشرفت روزافزون علم و اختراع دستگاه‌های گوناگون و پیشرفت در اندازه‌گیری عناصر، این روش جای خود را به استفاده از داده‌های ترمودینامیکی داده است.

اساس این تحقیقات بر این فرض مبتنی است که مجموعه کانی‌های سنگ در شرایط تعادلی تشکیل شده باشد. در واقع این دمافشارسنج‌ها بر اساس حساسیت توزیع عناصر در ساختار کانی‌ها و یا طی تبادلات شیمیایی، نسبت به دما و یا فشار طراحی شده‌اند؛ اما در مورد هر یک از این روش‌ها، تردیدها و یا محدودیت‌هایی هم وجود دارد که بایستی به آن‌ها توجه نمود.

تاکنون دماسنج‌ها و فشارسنج‌های مختلفی به‌منظور تعیین دما و فشار سیستم‌های دگرگونی و غیر دگرگونی ارائه شده‌اند اما این دماسنج‌ها و فشارسنج‌ها معمولاً در شرایط خاصی از دما و فشار برای گروه خاصی از سنگ‌ها کالیبره شده‌اند. بسیاری از محاسبات مربوط به زمین دمافشارسنجی به‌صورت صفحات گسترده موجود هستند و برخی دیگر نیز به‌صورت برنامه‌های اجرایی و به زبان‌های مختلف برنامه‌نویسی طراحی شده‌اند.

۴-۲- مطالعه دما و فشار تشکیل سنگ‌های دگرگونی خلج و ده‌نو

سنگ‌های دگرگونی استارولیت گارنت میکاشیست، فیبرولیت استارولیت گارنت میکاشیست و هورنفلس‌های گارنت و کلریتوییددار در منطقه خلج و آندالوزیت گارنت میکاشیست‌ها و فیبرولیت هورنفلس آندالوزیت و گارنت‌دار در منطقه ده‌نو مطالعه شده است. در مطالعه حاضر از روش‌های زمین‌دمافشارسنجی بر اساس ترکیب شیمیایی کانی‌هایی مانند بیوتیت، مسکوویت و گارنت استفاده شد. همچنین، در بسیاری از نواحی دگرگونی، کانی‌های شاخص موجود در متاپلیت‌ها می‌توانند بیانگر شدت و درجه دگرگونی باشند. لذا پیدایش و حذف برخی کانی‌ها مانند گارنت، آلومینوسیلیکات‌ها، استارولیت و کلریت نیز می‌تواند در تخمین شرایط فشار و دما و رخساره دگرگونی میکاشیست‌ها مفید باشد. در این زمینه بر اساس شیمی سنگ کل نمونه استارولیت گارنت میکاشیست خلج، از نمودار سودوسکشن[۱] دما - فشار برای میکاشیست‌های خلج استفاده شد.

۴-۲-۱- مطالعات زمین‌دمافشارسنجی متاپلیت‌های خلج و ده‌نو

۴-۲-۱-۱- زمین‌فشارسنج گارنت - بیوتیت - مسکوویت - آلومینوسیلیکات - کوارتز

فشارسنج گارنت - بیوتیت - مسکوویت - آلومینوسیلیکات - کوارتز[۲] برای مجموعه‌های دگرگونی با

---

[1] Psuedosection

[2] GBMAQ

گارنت کم کلسیم (‎<۰/۰۳ wt%‎) و پلاژیوکلاز کم کلسیم (‎<۰/۱۷ wt%‎) و سنگ‌های دگرگونی فاقد پلاژیوکلاز مناسب است (وو و ژائو[1]، ۲۰۰۷). البته این روش فشارسنجی به مقدار دما وابسته است. از این‌رو، در فرمول محاسباتی این روش برای محاسبه فشار در آندالوزیت گارنت میکاشیست منطقه ده‌نو، دمای به‌دست آمده از روش گارنت - بیوتیت که بیانگر محدوده تغییرات دما در فشار ۱ تا ۱۰ کیلوبار است استفاده شد. مجموعه کانی‌های گارنت + بیوتیت + مسکوویت + کوارتز ± پلاژیوکلاز ± آلومینوسیلیکات در سنگ‌هایی با درجه دگرگونی متوسط تا بالا عمومیت دارند. فشارسنج GBMAQ در محدوده متاپلیت‌های طبیعی و دمایی در حدود ۵۳۰ تا ۶۹۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۰/۸ تا ۹/۲ کیلوبار و توسط دماسنج گارنت - بیوتیت هولداوی[2] (۲۰۰۰) و فشارسنج GASP مربوط به هولداوی (۲۰۰۱) کالیبره شده است. خطای تصادفی در فشارسنج GBMAQ در حدود ۰/۸± کیلوبار برآورد شده است (وو و ژائو، ۲۰۰۷). فشارسنج GBMAQ بر اساس حضور آلومینوسیلیکات آندالوزیت و سیلیمانیت کالیبره شده است (وو و ژائو، ۲۰۰۷). برای استفاده از این روش در ابتدا مقاطع در زیر میکروسکوپ بررسی و روابط کانی‌ها شناخته شد. شواهد سنگ‌نگاری (شکل ۳-۴۲) نشان می‌دهد که مجموعه کانی‌های گارنت، بیوتیت، آندالوزیت، کوارتز و مسکوویت در نمونه آندالوزیت گارنت میکاشیست دارای رابطه پاراژنتیکی با هم بوده و می‌توان تعادل و تبادلات شیمیایی را بین آن‌ها در نظر گرفت. برای نمونه فیبرولیت هورنفلس ده‌نو و فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست خلج نیز از فرمول GBMAQ بر مبنای حضور سیلیمانیت استفاده شد. نتایج محاسبه فشار در جدول ۴-۱ آورده شده است. بر اساس این روش، مقادیر فشار برای هسته و حاشیه گارنت و بیوتیت درون فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست خلج به‌ترتیب ۳/۵ و ۵ کیلوبار است. همچنین، فشار به‌دست آمده برای آندالوزیت گارنت میکاشیست ده‌نو درحدود ۴/۶ - ۵/۱ کیلوبار و برای فیبرولیت هورنفلس ده‌نو در حدود ۳/۴ - ۳/۹ کیلوبار است.

۴-۲-۱-۲- زمین‌دماسنج گارنت - بیوتیت در خلج و ده‌نو

روش دماسنجی گارنت - بیوتیت در طی ۴۰ سال گذشته با ارائه بیش از ۳۰ کالیبراسیون در حال گسترش بوده است. روش مذکور به‌عنوان یک روش مرسوم در سنگ‌های دگرگونی مطرح است اما در برخی موارد از آن برای بررسی دما در سنگ‌های آذرین نیز استفاده می‌شود (اندرسون[3] و همکاران، ۲۰۰۸). برای نخستین بار کرتز[4] (۱۹۵۹) امکان وابستگی ضریب تغییرات دمایی را

1 Wu and Zhao

2 Holdaway

3 Anderson

4 Kretz

بـه‌وسـیله آزمایش‌هـای تجربـی مطـرح نمـود و در سـال ۱۹۶۴ رابطـه بـین توزیـع Fe و Mg را ناشـی از تغییـرات دمـا و فشـار عنـوان کـرد، امـا معادلـه‌ای بـرای توضـیح آن ارائـه ننمـود. فروسـت[1] (۱۹۶۲) از توزیـع Fe و Mg بـین گارنـت و بیوتیـت بـرای تعیـین کیفـی درجـات دگرگـونی در سـنگ‌های دگرگـونی اسـتفاده کـرد. شـرکت‌پذیری Mg و Fe در گارنـت و بیوتیـت هـم‌زیسـت بـه دمـای تعـادل بسـتگی دارد. بـه‌دلیل حضـور ایـن زوج کـانی در درجـات گونـاگون، از تبـادل Mg و Fe بـه‌عنوان یـک دماسـنج، کـاربرد بسـیار گسـترده‌ای در مطالعـات سنگ‌شناسـی شـده اسـت. شـرایط تعـادل در فشـار و دماهای مختلف برای تبادل Mg و Fe میان گارنت و بیوتیت تحت واکنش زیر صورت می‌گیرد:

$$Fe_3Al_2Si_3O_{12} + KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 = Mg_3Al_2Si_3O_{12} + KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$$

آلماندین + آنیت ← پیروپ + فلوگوپیت

در واکنش فوق آنیت و فلوگوپیت به ترتیب دو قطب آهن و منیزیم‌دار محلـول جامـد بیوتیـت بـوده و آلماندین و پیروپ نیز دو قطب آهن و منیزیم‌دار محلول جامد گارنـت هسـتند. بـه‌دلیل این‌کـه محلول‌هـای جامد این دو کانی به محلول‌های جامد ایده‌آل نزدیک هستند، بنابراین ضریب توزیع منیزیم و آهن در آن‌هـا تابعی از دما است. این رابطه چندان تحت تأثیر فشار نبوده و برای مثال در دمای ۴۰۰ درجه سـانتی‌گراد، در صورتی‌که فشار به اندازه یک کیلوبار افزایش یابد، مقدار ضریب توزیع فقط بـه مقـدار ۰/۱۴ تغییـر می‌یابـد. علاوه بر محاسبه تغییرات منیزیم و آهن، در برخی از کالیبراسیون‌ها تغییرات عناصری چون Ca، Mn موجود در گارنت، Ti و Al موجود در بیوتیت نیز مورد توجه قرار گرفته است (هوجز و اسـپیر[2]، ۱۹۸۲؛ داسـگوپتا[3] و همکـاران، ۱۹۹۱). ساکسـنا[4] (۱۹۶۹) از ترکیـب Fe-Mg-Ca-Mn در گارنـت و $Fe\text{-}Mg\text{-}Al^{VI}\text{-}Ti$ بـرای بیوتیت استفاده کرد. ویلیامز و گرامبلینگ[5] (۱۹۹۰) برای اولین بـار از Fe^{3+} در گارنـت و بیوتیـت به‌صـورت دماسنج گارنت - بیوتیت استفاده کردند؛ اما به‌دست آوردن مقـدار Fe^{3+} بـرای بیوتیـت تـا حـدودی دشـوار است، زیرا با روش ریزپردازشی امکان تفکیک آهن فریک و فرو وجود ندارد. برای متاپلیت‌های ایلمنیت‌دار، هولداوی (۲۰۰۰)، وو[6] و همکاران (۲۰۰۴) و وو و چنگ[7] (۲۰۰۶) مقدار آهن فریک گارنت و بیوتیت را بـه ترتیب ۳ و ۱۱/۶ درصد مولی در نظر گرفتند. به‌دلیل تنوع کالیبراسـیون‌های ارائـه شـده انتخـاب یـک روش مناسب می‌تواند بسیار گیج‌کننده باشد (وو و چنگ، ۲۰۰۶). از این رو وو و چنگ (۲۰۰۶) به‌نقـد و بررسـی

---

1 Frost

2 Hodges and Spear

3 Dasgupta

4 Saxena

5 Williams and Grambling

6 Wu

7 Cheng

روش‌های مختلف پرداختند. بر اساس مطالعه ایشان، یک روش دماسنجی گارنت - بیوتیت لازم است که بتواند به‌خوبی:

(۱) دمای تبادل آهن - منیزیم، گارنت - بیوتیت در مطالعه تجربی فری[1] و اسپیر (۱۹۷۸)، پرچاک و لاورنتوا[2] (۱۹۸۳) و گسمن[3] و همکاران (۱۹۹۷) را ارائه کند (در این روش‌ها آهن سه ظرفیتی در نظر گرفته نشده و در روش گسمن و همکاران (۱۹۹۷) آهن کل به‌عنوان آهن دو ظرفیتی در نظر گرفته شده است)؛

(۲) تغییرات سامانمند دمای متاپلیت‌ها در زون‌های مختلف سکانس‌های دگرگونی پیش‌رونده را تشخیص دهد؛

(۳) تغییرات سامانمند زون‌های مختلف در سکانس‌های دگرگونی معکوس را نشان بدهد؛

(۴) تغییرات سامانمند دما در زون‌های مختلف هاله‌های دگرگونی مجاورتی را تفکیک کند.

بر اساس پیشنهاد وو و چنگ (۲۰۰۶) کالیبراسیون پرچاک و لاورنتوا (۱۹۸۳) و هولداوی (۲۰۰۰) از بهترین کالیبراسیون‌های دماسنج گارنت - بیوتیت برای متاپلیت‌ها هستند که ضمن داشتن کم‌ترین خطا و انحراف از معیار می‌تواند معیارهای بالا را دربر بگیرند (به‌ویژه روش هولداوی، ۲۰۰۰). در روش هولداوی (۲۰۰۰) مقدار مناسب Al^{vi} بیوتیت برابر ۱/۲ در نظر گرفته شد. همچنین، بررسی داده‌های بیوتیت میکاشیست‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که مقدار Al^{vi} بیوتیت‌ها کم‌تر از ۱/۲ است لذا استفاده از روش هولداوی (۲۰۰۰) برای این سنگ‌ها صرف‌نظر می‌شود؛ اما در روش پرچاک و لاورنتوا (۱۹۸۳) مقدار Al^{vi} برابر با (Al-1)/2 در نظر گرفته شده است که با داده‌های موجود از متاپلیت‌های مورد مطالعه تطابق بیش‌تری نشان می‌دهد. از این رو، از میان نتایج مختلف دماسنجی به‌کار رفته در این مطالعه که در جدول ۴-۱ آورده شده است، تنها از داده‌های روش پرچاک و لاورنتوا (۱۹۸۳) برای بررسی شرایط دمای دگرگونی متاپلیت‌های منطقه استفاده می‌شود. نتایج به‌دست آمده از این روش به‌طور میانگین ۱۵ درجه سانتی‌گراد کم‌تر از نتایج حاصل از روش هولداوی (۲۰۰۰) هستند. البته بر اساس وو و چنگ (۲۰۰۶)، در این روش دما معمولاً در حدود ۵ تا ۲۰ درجه سانتی‌گراد بالاتر از نتایج به‌دست آمده از روش‌های دیگر است. در جدول ۴-۱ نتایج این روش بر اساس چندین کالیبراسیون مختلف آورده شده است. شایان ذکر است که در این مطالعه از میانگین ترکیب بیوتیت و گارنت استفاده شد.

در منطقه خلج برای محاسبات، از ترکیب میانگین در هسته و در حاشیه بیوتیت و گارنت هر واحد سنگی این منطقه استفاده شد (جدول ۴-۱). نتایج دماسنجی به روش پرچاک و لاورنتوا (۱۹۸۳) و دمای

---

[1] Ferry

[2] Perchuk and Lavrent'eva

[3] Gessmann

تعادلی برای تبادل آهن و منیزیم بین ترکیب میانگین گارنـت و بیوتیـت‌هـا (در فشـار ۳/۵ و ۵ کیلوبـار، بـر اساس فشارسنج GBMAQ)، بیانگر دمایی در حدود ۵۶۰ درجه سانتی‌گراد برای هسته گارنـت و در حـدود ۶۰۵ درجه سانتی‌گراد برای حاشیه گارنت درون فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست خلج است (جدول ۴-۱). با توجه به فاصله مکانی نسبتاً کم، دما برای نمونه اسـتارولیت گارنـت میکاشیسـت نیـز در محـدوده فشاری ۳/۵ تا ۵ کیلوبار محاسبه شد و بر این اساس، دمای تعادلی به‌دست آمـده بـرای اسـتارولیت گارنـت میکاشیست خلج، در حدود ۴۸۹ (~ ۴۸۷ تا ۴۹۰) درجه سانتی‌گراد برای هسته گارنـت و در حـدود ۵۴۷ (~ ۵۴۵ تا ۵۴۹) درجه سانتی‌گراد برای حاشیه گارنت است (جدول ۴-۱). از این‌رو، دمای تبلـور هسـته و نیـز دمای تبلور حاشیه گارنت نیز گویای دمای بالاتر دگرگونی فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست (نسـبت به استارولیت گارنت میکاشیست) است. البته اختلاف دمای به‌دست آمده برای هسـته و حاشـیه گارنـت در فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست در حدود ۴۰ درجه سانتی‌گراد و در استارولیت گارنت میکاشیسـت در حدود ۶۰ درجه سانتی‌گراد است که این پدیده به‌دلیل اختلاف ترکیبی بیشتر هسته و حاشـیه گارنت‌هـای درون فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست خلج است (شـکل ۶-۲). ایـن شـرایط دمـا و فشـار، از نظـر رخساره‌های دگرگونی، با شرایط رخساره آمفیبولیت میانی برای فیبرولیـت گارنـت اسـتارولیت میکاشیسـت خلج و با شرایط دما - فشار اوایل رخساره آمفیبولیت برای استارولیت گارنت میکاشیست خلج تطابق دارند.

جـدول ۴-۱- نتـایج کـاربرد کالیبراسـیون‌های مختلـف دماسـنج گارنـت - بیوتیـت بـرای نمونـه‌های فیبرولیـت گارنـت اسـتارولیت میکاشیسـت و گارنـت اسـتارولیت میکاشیسـت خلـج و آنـدالوزیت گارنـت میکاشیسـت (نمونـه DH3) و هـورنفلس دهنـو (a: باتاچاریـا[1] و همکـاران، ۱۹۹۲ (مـدل HW و GS)؛ b: داسـگوپتا و همکـاران، ۱۹۹۱؛ c: فـری و اسـپیر، ۱۹۸۷؛ d: هـوجز و اسـپیر، ۱۹۸۲؛ e: پرچـاک و لاورنتـوا، ۱۹۸۳؛ f: تامپسـون[2]، ۱۹۷۶؛ g: هولـداوی و لـی[3]، ۱۹۷۷؛ h: هولداوی، ۲۰۰۰).

Area	Rock type	P (kbar)	T (°C) a HW	GS	b	c	d	e	f	g	h
khalaj											
	Core of Grt - Core of Bt										
	Fib Grt St Mica Schist	3.5	444	345	526	539	539	**560**	559	551	580
	St Grt Mica schist	3.5	440	387	458	419	471	**487**	460	463	552
		5	361	256	419	423	423	**490**	470	467	555
	Rim of Grt - Rim of Bt										
	Fib Grt St Mica Schist	5	596	591	509	618	624	**605**	627	606	608
	St Grt Mica schist	3.5	541	534	514	512	543	**545**	538	532	581
		5	427	326	508	518	518	**549**	548	537	585
Dehnow											
	And Grt Mica schist	1	572	543	467	606	611	**596**	600	594	606
		5	575	547	487	623	627	**607**	630	608	617
		10	579	551	511	643	647	**621**	667	626	630
	Hornfels	1	535	524	417	516	521	**545**	530	533	561

[1] Bhattacharya

[2] Thompson

[3] Lee

		5	538	528	435	530	535	**556**	558	545	571
		10	541	532	457	548	553	**569**	592	561	584
Precision	**Precision**	0.8			±40		±50	**±50**			

در منطقه ده‌نو بر اساس بررسی‌های کانی‌شناسی و سنگ‌نگاری و داده‌های موجود، میانگین دمای به‌دست آمده در مورد نمونه آندالوزیت گارنت میکاشیست و فیبرولیت هورنفلس ده‌نو با استفاده از روش‌های مختلف گارنت - بیوتیت به‌ترتیب به‌صورت ۵۹۶ تا ۶۲۱ و ۵۴۵ تا ۴۶۹ درجه سانتی‌گراد (در فشار ۱ تا ۱۰ کیلوبار) است (جدول ۴-۱)؛ اما دمای به‌دست آمده بر اساس روش پرچاک و لاورنتوا (۱۹۸۳) در فشارهای ۱ تا ۵ کیلوبار در حدود ۵۹۶-۶۰۷ درجه سانتی‌گراد برای آندالوزیت گارنت میکاشیست و ۵۴۵-۵۵۶ درجه سانتی‌گراد برای فیبرولیت هورنفلس ده‌نو است. از نظر رخساره‌های دگرگونی، دمای هورنفلس با شرایط رخساره هورنبلند هورنفلس و دمای آندالوزیت گارنت میکاشیست با رخساره آمفیبولیت میانی تطابق دارند.

۴-۲-۲- بررسی تحولات دما - فشار در متاپلیت‌های خلج و ده‌نو

۴-۲-۲-۱- بررسی تحولات دما - فشار در متاپلیت‌های خلج

۴-۲-۲-۱- الف- تحولات دما - فشار در میکاشیست‌های خلج بر اساس شیمی گارنت

با مطالعه ترکیب گارنت موجود در میکاشیست‌های خلج (پیوست‌های ۵-۴-۶ و ۵-۴-۷) مشاهده می‌شود که گارنت موجود در آن‌ها دارای میزان بالای Fe^{2+} و Mn و مقدار کم‌تر Mg و Ca است. بر اساس پیشنهاد گرین[1] (۱۹۷۷)، در گارنت ماگمایی سنگ‌های آذرین میزان اسپسارتین موجود نسبت به شرایط فشار و دما حساس است، به‌طوری‌که محتوای بالاتر Mn می‌تواند موجب پایداری گارنت در دماهای کم‌تر شود، یعنی با کاهش دما میزان منگنز در گارنت در حال رشد، از هسته به حاشیه افزایش می‌یابد؛ اما در گارنت‌های دگرگونی درون متاپلیت‌ها با رشد بلور گارنت و کاهش دما، میزان منگنز در گارنت‌های دگرگونی کاهش می‌یابد (صمدی (۱۳۸۷) و منابع آن). در گارنت دگرگونی متاپلیت‌های مورد مطالعه نیز با توجه به روند کاهش منگنز از هسته به حاشیه گارنت‌ها (پیوست‌های ۵-۴-۶ و ۵-۴-۷)، گارنت‌ها روند افزایش دما در هنگام رشد را در خود ثبت نموده‌اند؛ اما بررسی نتایج به‌دست آمده از دماسنج گارنت - بیوتیت، گویای افزایش دمای دگرگونی از هسته به‌سوی حاشیه گارنت است. علاوه بر این، نتایج فشارسنجی نیز گویای افزایش فشار از هسته به حاشیه این گارنت‌ها است و بررسی تأثیر تغییرات منگنز بر روی کالیبراسیون به‌کار رفته نشان می‌دهد که در این کالیبراسیون، با کاهش منگنز، مقدار فشار افزایش می‌یابد. البته در غالب کالیبراسیون‌های مختلف روش دماسنجی گارنت - بیوتیت، تأثیر تغییرات منگنز ناچیز تا صفر در نظر گرفته شده است (تنها در کالیبراسیون‌های باتاچاریا و همکاران (۱۹۹۲) و داسگوپتا و همکاران (۱۹۹۱)، میزان

[1] Green

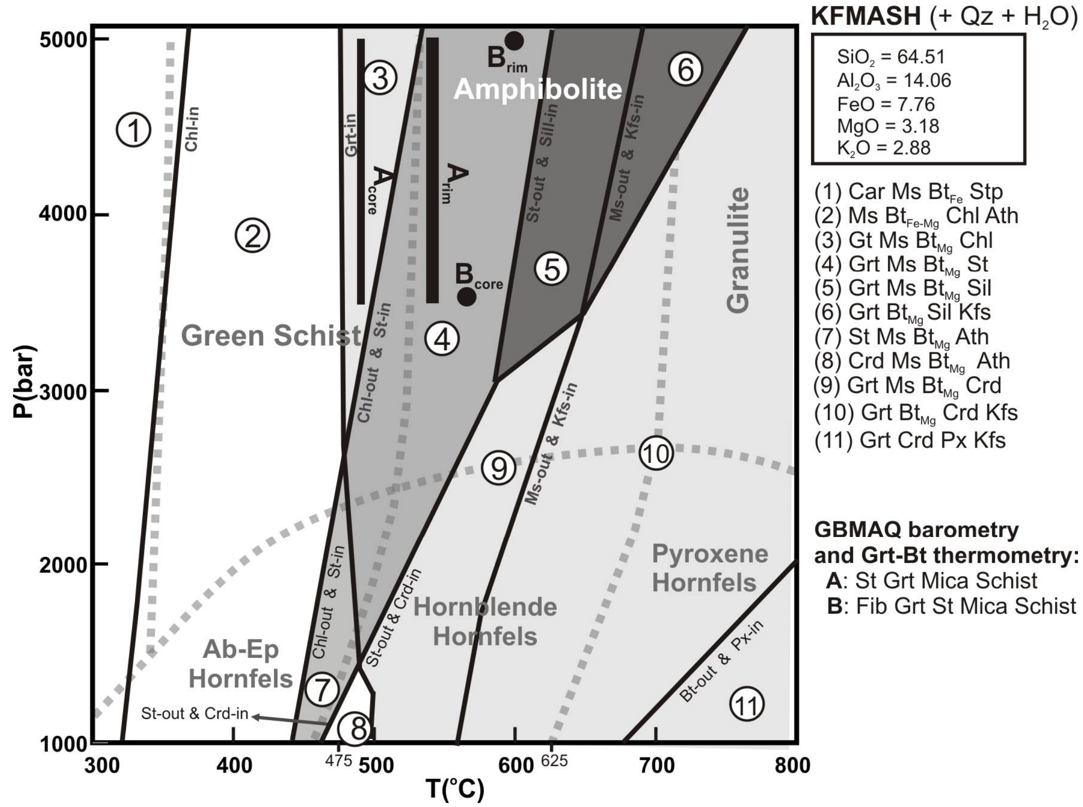
منگنز بر میزان دمای به‌دست آمده تا حدودی تأثیرگذار است و در این دو کالیبراسیون نیز همانند مطالعات صورت گرفته درباره گارنت ماگمایی سنگ‌های آذرین (مانند گرین (۱۹۷۷) و صمدی و همکاران (۲۰۱۴b) و منابع آن)، با کاهش میزان دمای دگرگونی منگنز گارنت افزایش می‌یابد.

در حقیقت، علاوه بر تغییرات دما - فشار، افزایش منگنز این گارنت‌ها مربوط به شیمی سنگ میزبان است. زیرا با توجه به این‌که گارنت یکی از کانی‌های عمده مصرف‌کننده منگنز در متاپلیت‌های مورد مطالعه است، تبلور گارنت می‌تواند به‌تدریج موجب کاهش محتوای منگنز سنگ میزبان شده و در نتیجه موجب روند کاهشی مقدار منگنز از هسته تا حاشیه گارنت شود. بنابراین، روند کاهش منگنز در گارنت‌های دگرگونی به‌دلیل کاهش دما یا فشار نیست بلکه متأثر از کاهش نسبی منگنز در ترکیب سنگ میزبان به دلیل تبلور گارنت است. بنابراین، با بررسی میزان منگنز در واحدهای سنگی مورد مطالعه می‌توان گفت میزان منگنز بالای این گارنت‌ها بر تبلور و پایداری آن‌ها بسیار مؤثر بوده است، زیرا فراوانی نسبی مودال گارنت در نمونه استارولیت گارنت میکاشیست با میزان منگنز بالاتر این گارنت‌ها هم‌خوانی نشان می‌دهد و از این‌رو می‌توان گفت که علی‌رغم تأثیر شرایط دما بر تبادلات منیزیم و آهن بین گارنت و بیوتیت هم‌زیست در متاپلیت‌های مورد مطالعه، میزان منگنز سنگ کل نقش مؤثرتری را در تبلور، رشد و هسته‌زایی گارنت نشان داده است؛ اما علت افزایش دما از هسته تا حاشیه گارنت‌ها، ناشی از نفوذ توده گرانیتوییدی خلج به‌عنوان یک رویداد تأخیری و پس از دگرگونی ناحیه‌ای بوده است که به‌صورت سیستمی، هدایت دمایی آن تا فواصلی موجب ایجاد تبادلات منیزیم و آهن بین گارنت و بیوتیت‌های درون متاپلیت‌ها شده است. البته شدت تأثیر و نفوذ این تبادلات در گارنت درون فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست‌ها بیشتر بوده است. تأثیرات حرارتی نفوذ توده گرانیتوییدی بر متاپلیت‌ها را می‌توان به‌صورت کاهش دما از سمت حاشیه به سوی هسته گارنت‌های درون آن‌ها مشاهده کرد؛ اما با توجه به این‌که فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست در فاصله نزدیک‌تری نسبت به توده نفوذی قرار داشته است، تأثیرات دمایی و شدت و نفوذ بالاتر آن، تغییرات شیمیایی هسته تا حاشیه گارنت‌ها را بیشتر یکنواخت کرده است؛ لذا اختلاف دمای به‌دست آمده برای هسته تا حاشیه این گارنت‌ها کم‌تر است (در حدود ۴۰ درجه سانتی‌گراد)؛ اما در مورد استارولیت گارنت میکاشیست‌ها که در فاصله نسبتاً دورتری نسبت به توده نفوذی قرار داشته‌اند شدت و ضریب نفوذ تأثیرات دمایی به درون بخش‌های درونی‌تر گارنت به‌تدریج کاهش یافته و در نتیجه اختلاف دمای ثبت شده در هسته و حاشیه گارنت‌ها تا حدودی بیش‌تر است (در حدود ۶۰ درجه سانتی‌گراد). بر اساس مطالعه شیمی گارنت، دگرگونی ناحیه‌ای مولد این سنگ‌ها دارای دمای کم‌تری (در حدود ۴۰ تا ۶۰ درجه سانتی‌گراد) نسبت به دمای دگرگونی حرارتی پس از آن بوده است. به این ترتیب می‌توان گفت دما - فشار دگرگونی ناحیه‌ای در حدود ۴۸۹ تا ۵۶۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۳/۵ تا ۵ کیلوبار متغیر بوده که

معادل با اوایل رخساره دگرگونی آمفیبولیت است؛ اما رویداد هم‌زمان دگرگونی حرارتی دما را به ۵۴۷ تا ۶۰۵ درجه سانتی‌گراد (آمفیبولیت میانی) افزایش داده است.

۴-۲-۲-۱- ب- شرایط دگرگونی ناحیه‌ای خلج بر اساس سیستم شش متشکله KFMASH

در این بخش مجموعه کانی‌ها و پدیده توالی پیدایش و حذف کانی‌هایی مانند استارولیت، گارنت و بیوتیت در نمونه‌های مورد مطالعه بر اساس نمودار psuedosection دما - فشار در سیستم KFMASH بررسی می‌شود. این نمودار بر اساس شیمی سنگ کل نمونه استارولیت گارنت میکاشیست خلج، با کمک نرم‌افزار PerpleX و در محدوده دمایی ۳۰۰ تا ۸۰۰ و فشار ۱ تا ۵ کیلوبار رسم شده است (شکل ۴-۱). کوارتز و آب فازهای اضافی این سیستم هستند.



شکل ۴-۱- محدوده تقریبی دما - فشار تشکیل میکاشیست‌های منطقه خلج بر روی نمودار سودوسکشن دما - فشار در سیستم KFMASH رخساره‌های دگرگونی (برگرفته از اسپیر و چنی[1] (۱۹۸۹)، با تغییرات). محدوده دما - فشار به دست آمده از روش زمین‌دمافشارسنجی بر اساس شیمی هسته و حاشیه گارنت و بیوتیت (جدول ۴-۱) بر روی نمودار با حروف A (استارولیت گارنت میکاشیست) و B (فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست) مشخص شده است.

بر اساس کرتز (۱۹۵۹)، دمای تشکیل بیوتیت از حدود ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد شروع شده و تا دماهای

[1] Cheney

بالا (در حدود ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد) پایدار است. در نمودار دما - فشار رسم شده (شکل ۴-۱) نیز پایداری بیوتیت تا بیش از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد نیز امکان‌پذیر است. البته با توجه به گستردگی محدوده پایداری گارنت و اختلاف دمای اندک دو واحد سنگی مذکور، ترکیب بیوتیت آن‌ها (آنیت) به‌هم شباهت بسیاری دارد. همچنین، با افزایش شرایط دمایی از میزان Tschermak ($MgSiAl_{-1}Al_{-1}$) در ساختار مولکولی میکای سفید پتاسیم‌دار کاسته شده و ترکیب میکاها (از سمت فنجیت) به عضو انتهایی مسکوویت‌دار نزدیک‌تر می‌شود (بوچر و فری[1]، ۲۰۰۲). در نمودار دما - فشار (شکل ۴-۱)، نتایج دمافشارسنجی متاپلیت‌های مورد مطالعه در محدوده پایداری مسکوویت قرار دارند. البته مقدار بالاتر مودال میکای سفید درون فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست خلج و میزان چرماک بالای آن (میکای سفید از نوع مسکوویت است) نشان‌دهنده شرایط دمای بالاتر فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست است. البته علاوه بر دما، میزان کم PH (میزان بالای H^+) و مقدار بالای fH_2O محیط در هنگام دگرگونی می‌تواند محدوده پایداری مسکوویت (و آلومینوسیلیکات‌ها) را افزایش دهد (کورنپروبست[2]، ۲۰۰۲). همچنین، با توجه به بالاترین محدوده دما - فشار پایداری کلریت در ترکیب سنگی مورد مطالعه (۴۷۵ تا ۵۳۰ درجه سانتی‌گراد، شکل ۴-۱)، وجود بقایایی از کلریت در استارولیت گارنت میکاشیست قابل توجیه است.

در نمودار دما - فشار (شکل ۴-۱)، تشکیل گارنت برای نخستین بار در رخساره شیست سبز میانی (دمای ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۵ کیلوبار) روی داده و تا دماهای بالاتر از ۸۰۰ درجه نیز پایدار است. بنابراین، دما و فشار حاصل از زمین‌دمافشارسنجی در محدوده پایداری گارنت قرار دارد. گارنت‌ها در محدوده گسترده‌ای از محیط‌های زمین‌شناسی شامل سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی یافت می‌شوند، بنابراین مطالعه کانی‌شناسی و شیمی گارنت و چگونگی تشکیل و رشد آن همواره مدنظر پژوهشگران بوده است و راه‌کارهای کاربردی بسیاری نیز در این زمینه ارائه شده است. با توجه به داده‌های شیمیایی گارنت از این کانی در بررسی و مقایسه دمای دگرگونی میکاشیست‌های خلج استفاده شد. محدوده دمایی دگرگونی ناحیه‌ای منطقه (بر اساس نتایج دمافشارسنجی، جدول ۴-۱، شکل ۴-۱)، برای نمونه استارولیت گارنت میکاشیست در محدوده اوایل رخساره آمفیبولیت و تقریباً در محدوده نزدیک به دمای تشکیل گارنت و پیش از منحنی دمایی تشکیل استارولیت قرار دارد. از این رو، تشکیل گارنت نسبت به استارولیت بیش‌تر و مقدم‌تر بوده و مقدار نسبت گارنت به استارولیت این نمونه افزایش یافته است؛ اما در مورد نمونه فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست دمای به‌دست آمده برای هسته تا حاشیه گارنت در محدوده دما - فشار تشکیل استارولیت قرار گرفته است. در نتیجه تشکیل و رشد استارولیت توسعه بالاتری نشان داده است. بر

[1] Bucher and Frey

[2] Kornprobst

اساس شکل ۴-۱، آغاز تشکیل استارولیت در دمای ۴۷۵ درجه سانتی‌گراد و فشار ۲/۶ کیلوبار در اواخر رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت روی می‌دهد. استارولیت یکی دیگر از محصولات متداول در دگرگونی ناحیه‌ای دما متوسط (دمای ۵۰۰ تا ۶۷۰ درجه سانتی‌گراد) بوده و بر اساس بوچر و گریپس[1] (۲۰۱۱)، در دمای حدود ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد استارولیت می‌تواند به خرج کلریتویید و یا گارنت تبلور یابد. همچنین، بر اساس واکنش‌های مربوط به نمودارهای دما - فشار متاپلیت‌ها در بوچر و گریپس (۲۰۱۱)، تبلور استارولیت نشان می‌دهد که حداقل فشار حاکم بر این سنگ‌ها در حدود ۳ کیلوبار و بیشتر و دمای بالاتر از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد بوده و حضور استارولیت در کنار گارنت (آلماندین) بیانگر زون کیانیت - استارولیت و رخساره دگرگونی آمفیبولیت است. ظهور استارولیت در متاپلیت‌ها در ترکیبات غنی از آهن در دمای تقریباً ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد شروع می‌شود و نشان‌دهنده رخساره آمفیبولیت است (مانند مسعودی و همکاران، ۲۰۰۶). البته علاوه بر شرایط دما، تشکیل استارولیت به ترکیب اولیه، سن، فشار و سیالات محیط نیز بستگی دارد. به‌طوری‌که استارولیت در سنگ‌های غنی از آلومینیم می‌تواند تشکیل شود. تشکیل استارولیت در میکاشیست‌های خلج گویای شرایط دمای بالای آن‌ها است؛ اما بررسی نمونه‌های خلج نشان می‌دهد که مقدار استارولیت با فاصله گرفتن از سمت توده مونزوگرانیتی خلج کاهش یافته و بر پایداری گارنت افزوده می‌شود. زیرا در حقیقت، رویداد دگرگونی ناحیه‌ای و تشکیل استارولیت پیش از نفوذ توده گرانیتوییدی خلج بوده است و نفوذ توده گرانیتوییدی بر تشکیل و هسته‌زایی این کانی‌ها تأثیر شاخصی نداشته است. از این رو، تشکیل این کانی می‌تواند گویای شرایط دمایی دگرگونی ناحیه‌ای پیش از نفوذ گرانیتویید خلج باشد و تنها منیزیم بیش‌تر و آهن کم‌تر استارولیت در نمونه فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست نسبت به نمونه استارولیت گارنت میکاشیست تا حدودی تحت تأثیر نفوذ توده گرانیتی خلج قرار گرفته است. شرایط دمایی بالاتر به‌دست آمده از روش گارنت - بیوتیت برای نمونه فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست با فراوانی نسبتاً بالاتر استارولیت در این نمونه هم‌خوانی دارد.

رشد فیبرولیت بر روی بلورهای بیوتیت، یکی از پدیده‌های متداول در فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست‌های منطقه است (شکل ۳-۲۵). مطالعه فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست‌های مورد مطالعه خلج بیانگر وجود سوزن‌های فراوان فیبرولیت در این سنگ‌هاست که با نزدیک شدن به توده نفوذی بر مقدار فیبرولیت در واحدهای فیبرولیت‌دار افزوده می‌شود. فیبرولیت‌ها از نظر دمای تشکیل در محدوده وسیع‌تری نسبت به سیلیمانیت پایدار هستند. در برخی مطالعات فیبرولیت یکی از اشکال دما بالای Al_2SiO_5 است که در شرایط پایداری سیلیمانیت متبلور می‌شود (ساسی[2] و همکاران، ۲۰۰۴). واکنش‌های

[1] Grapes

[2] Sassi

آب‌زدایی که بیوتیت را تحت تأثیر قرار می‌دهند در تشکیل پلی‌مورف Al_2SiO_5 در دمای بالا مؤثر هستند و در این حالت فیبرولیت به دلیل انرژی هسته‌زایی کم‌تر (نسبت به سیلیمانیت) تشکیل می‌شود (ساسی و همکاران، ۲۰۰۴). برای این پدیده واکنش $2K(Mg_xFe_{1-x})_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 14HCl \rightarrow Al_2SiO_5 + 5SiO_2 + 2KCl + 6(Mg_xFe_{1-x})Cl_2 + 9H_2O$ توسط کریک[1] (۱۹۸۷) ارائه شده است. در شکل ۴-۱، شرایط دمایی به‌دست آمده از روش گارنت - بیوتیت برای حاشیه گارنت‌های درون فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست وارد محدوده تشکیل سیلیمانیت می‌شود. از این رو، تشکیل و یا پایداری فیبرولیت‌ها را می‌توان به شرایط دمایی حاصل از نفوذ توده گرانیتی نیز نسبت داد اما با توجه به این‌که تشکیل فیبرولیت نیازمند شرایط فشار بالاتر از فشارهای منسوب به دگرگونی حرارتی است، می‌توان گفت در هنگام وقوع دگرگونی حرارتی شرایط فشار بالای دگرگونی ناحیه‌ای همچنان تداوم داشته است. به عبارت دیگر در اثر برخورد ورقه‌های قاره‌ای و رویداد دگرگونی ناحیه‌ای وسیع در منطقه؛ تشکیل، صعود و جایگیری توده نفوذی خلج (محصول ذوب پوسته) نیز در تأمین فشار و حرارت کافی برای رویداد دگرگونی‌های ناحیه‌ای پیش‌رونده در این منطقه مؤثر بوده است.

بررسی سنگ‌شناسی واحدهای میکاشیستی خلج نشان می‌دهد که تورمالین‌ها در نمونه‌های دورتر نسبت به توده نفوذی متبلور شده‌اند. طبق تحقیقات محققین گستره پایداری تورمالین علاوه بر دما به عواملی دیگری مانند وجود عناصر لازم برای تشکیل تورمالین در رسوبات اولیه (مانند بور، آهن، منیزیم، فلور و فسفر)، فعالیت آلومینیم و آب نیز بستگی دارد که البته نقش بور و آلومینیم از همه مهم‌تر است (ولف و لندن[2]، ۱۹۹۷). در حقیقت، با توجه به فاصله این سنگ‌ها تا توده نفوذی خلج، می‌توان گفت تشکیل تورمالین در میکاشیست‌های خلج بیشتر از آن‌که به دما و آبگون‌های مرتبط با توده نفوذی مرتبط باشد، به شیمی رسوبات اولیه و ترکیب محلی سنگ‌ها وابسته بوده است.

در فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست، فراوانی غالب کانی استارولیت در مقابل کانی گارنت که به‌دلیل اوج گرفتن تشکیل استارولیت است و تشکیل مجموعه کانی‌شناسی، کوارتز + بیوتیت + مسکوویت + استارولیت + گارنت + فیبرولیت (شکل ۴-۱، شماره‌های ۴ و ۵) بیانگر محدوده دمای تقریبی ۵۵۰-۶۲۵ درجه سانتی‌گراد (رخساره آمفیبولیت میانی) است که با محدوده دمایی به‌دست آمده برای حاشیه و هسته گارنت، توسط روش دماسنجی گارنت - بیوتیت (۵۶۰-۶۰۵ درجه سانتی‌گراد) و نیز نتایج فشارسنجی ۳/۵ و ۵ کیلوبار تطابق دارد (شکل ۴-۱، شماره ۴).

همچنین، در استارولیت گارنت میکاشیست، تشکیل مجموعه کانی‌شناسی، کوارتز + بیوتیت +

---

[1] Kerrick

[2] Wolf and London

مسکوویت + گارنت + استارولیت ± کلریت (شکل ۴-۱، شماره‌های ۳ و ۴) بیانگر دمای دگرگونی در حدود ۴۷۵ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد بوده که با توجه به محدوده دمایی به‌دست آمده توسط روش دماسنجی گارنت - بیوتیت (۴۸۹ تا ۵۴۷ درجه سانتی‌گراد) و حضور و پایداری کلریت در این سنگ‌ها می‌توان محدوده فشار را در حدود فشار ۳/۵ تا ۵ کیلوبار در نظر گرفت (اوایل رخساره آمفیبولیت).

بنابراین، بر اساس مطالعه مجموعه کانی‌شناسی این سنگ‌ها در سیستم KFMASH و دما و فشار به‌دست آمده از روش دمافشارسنجی، رخساره دگرگونی حاکم بر واحدهای سنگی مورد مطالعه، از سمت استارولیت گارنت میکاشیست تا فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست از اوایل رخساره آمفیبولیت تا رخساره آمفیبولیت میانی متغیر بوده است (شکل ۴-۱).

۴-۲-۲-۱- پ- تحولات دما - فشار در هورنفلس خلج

بر اساس بوچر و گریپس (۲۰۱۱)، کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها بر اساس ترتیب افزایش دمای پایداری عبارت‌اند از: کلریت، کلریتویید، بیوتیت و گارنت. در منطقه خلج کلریتویید یکی از کانی‌های فراوان در هورنفلس‌ها است. ظهور کلریتویید در این سنگ‌ها را می‌توان به شیمی سنگ، بالا بودن اکتیویته آب، نبود مواد آلی (گرافیت) و بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در رسوبات اولیه این منطقه مربوط دانست.

کلریتویید محصول دگرگونی متاپلیت‌های غنی از آلومینیم و فقیر از منیزیم در امتداد ژئوترم کیانیت است. در حقیقت، بر اساس هوشک[1] (۱۹۶۹) سنگ‌های رسوبی دگرگون‌شده کلریتوییددار از نظر کلسیم، آلکالی‌ها و نسبت Mg/Fe تهی‌شده‌تر و از نظر آلومینیم غنی‌تر از سنگ‌های فاقد کلریتویید هستند. ونگ[2] و اسپیر (۱۹۹۱)، میزان آهن کل سنگ را در پیدایش کلریتویید در کنار بیوتیت مؤثر می‌دانند و کوهن[3] و اسپیر (۱۹۹۳) به نقش منگنز و کلسیم اشاره می‌کنند. از نظر دما، دامنه پایداری کلریتویید نسبتاً وسیع است، به‌طوری‌که از درجات پایین دگرگونی ظاهر شده و تا درجات بالا پایدار است (دیر و همکاران ۱۹۸۲ و منابع موجود در آن). از نظر فشار نیز پایداری کلریتویید تا ۲۰ کیلوبار گزارش شده است (گابریل[4] و همکاران، ۲۰۰۳؛ وی و سانگ[5]، ۲۰۰۸). از نظر جایگاه ژئودینامیکی دگرگونی، کلریتویید هم در دگرگونی کوه‌زایی و هم در دگرگونی‌های موضعی و مجاورتی دیده شده است (مانند فیلیپس[6]، ۱۹۸۷؛ فلین[7] و همکاران، ۱۹۹۶؛ لیخانوف[8] و همکاران، ۲۰۰۱). به‌علاوه، این کانی در دگرگونی پس‌رونده نیز تشکیل می‌شود (دیر و همکاران، ۱۹۸۲). در پلیت‌های عادی، کلریتویید اولین کانی است که در اثر دگرگونی پیش‌رونده ظاهر می‌شود (بوچر و گریپس، ۲۰۱۱). بر اساس فری و ویلند[9] (۱۹۷۵)، کلریتویید می‌تواند حاصل واکنش پیروفیلیت و کلریت در دمای ۲۸۰ درجه سانتی‌گراد باشد ($4Prl + Chl \rightarrow 5Cld + 2Qtz + H_2O$). بررسی واکنش‌های سیستم FASH (سیستم $FeO\text{-}Al_2O_3\text{-}SiO_2\text{-}H_2O$) در شرایط فشار کم دگرگونی نشان می‌دهد که تشکیل گارنت می‌تواند با حذف کلریت و کلریتویید در دمای ۵۲۰ درجه سانتی‌گراد همراه باشد ($Chl + Cld + 2Qtz \rightarrow 2Alm + 5H_2O$). علاوه بر این، در دماهای بالاتر (نزدیک به ۵۲۰ درجه

1 Hoschek

2 Wang

3 Kohn

4 Gabriele

5 Wei and Song

6 Phillips

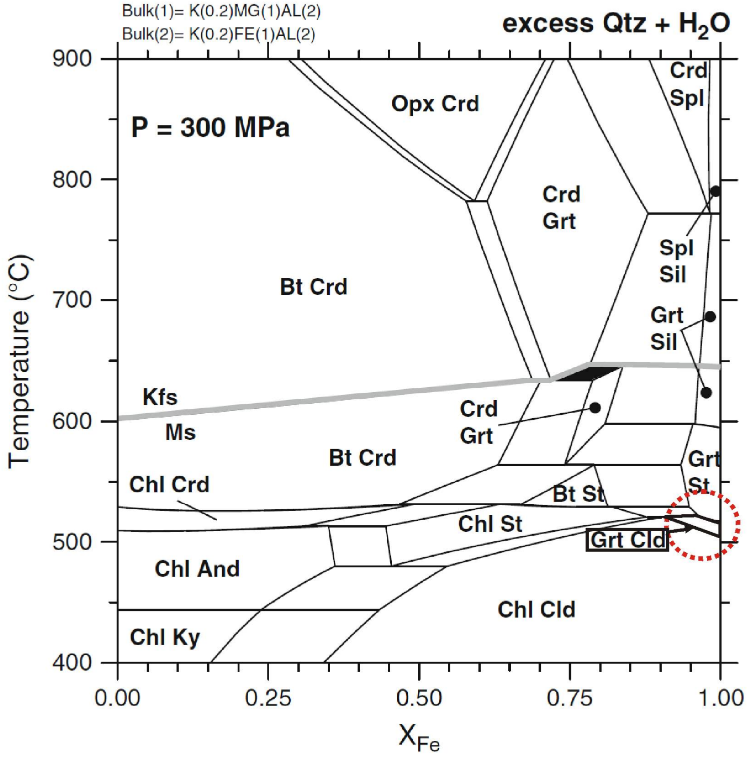
7 Flinn

8 Likhanov

9 Wieland

سانتی‌گراد) کلریتوییدهای آهن‌دار با استارولیت و گارنت (در اثر واکنش ناپیوسته $Cld \rightarrow Chl + Alm + St$) جایگزین می‌شود. از این‌رو، تشکیل کلریتویید در هورنفلس خلج را می‌توان بیانگر ماهیت غنی از آهن و آلومینیم رسوبات اولیه دانست و هم‌زیستی کلریتویید با گارنت و استارولیت را با دمای نزدیک به ۵۲۰ درجه مربوط دانست.

واکنش $And + Bt + Qtz + H_2O \rightarrow Chl + Cld + Ms$ می‌تواند چگونگی تشکیل کلریتویید و کلریت و حذف آندالوزیت و بیوتیت در هاله دگرگونی مجاورتی را نشان بدهد (برگرفته از آهن و ناکامورا[1]، ۲۰۰۰). شکل ۲-۴، سیستم K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O (یا KFMASH) و محدوده پایداری رشد گارنت در محدوده پایداری مجموعه گارنت - کلریتویید را نشان می‌دهد. بر اساس شکل ۴-۲، فراوانی کم بیوتیت و کلریت، نبود استارولیت و آلومینوسیلیکات‌ها و نیز مقدار X_{Fe} بالای کانی‌های کلریت، کلریتویید و گارنت که بیانگر مقدار بالای X_{Fe} سنگ‌های والد است، می‌تواند نشان بدهد که دمای دگرگونی مجاورتی و تشکیل این سنگ‌ها در حدود ۴۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد (در فشار ۳ کیلوبار) بوده است. در این سیستم تنها گارنت‌های بسیار غنی از آهن می‌توانند پایداری خود را در کنار کانی‌هایی مانند کلریتویید حفظ کنند.



شکل ۴-۲- نمودار دما در برابر X_{Fe} در فشار ۳۰۰ مگاپاسکال (۳ کیلوبار) برای متاپلیت‌های مناطق دگرگونی مجاورتی (سیستم KFMASH). آب و کوارتز فازهای اضافه هستند (برگرفته از بوچر و گریپس، ۲۰۱۱). محدوده دما و ترکیب هورنفلس‌های خلج با دایره مشخص شده است.

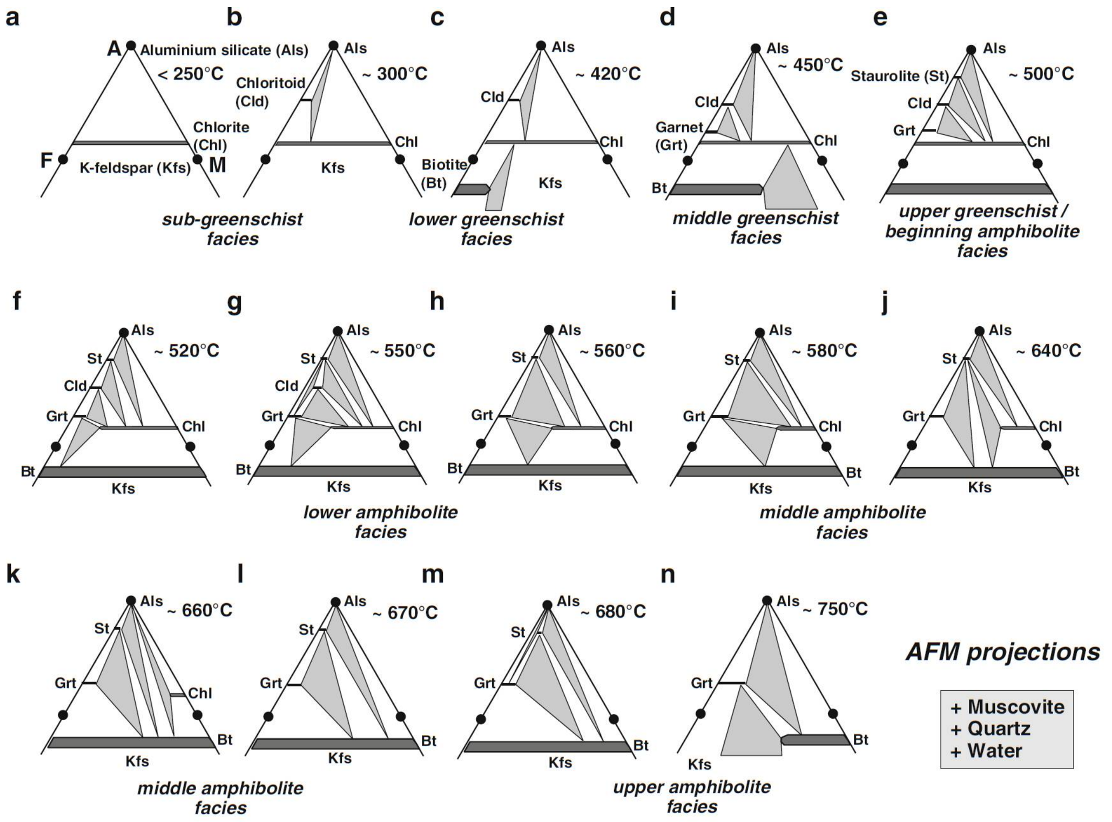
در حقیقت، آبگون‌های مشتق شده از توده نفوذی موجب متاسوماتیسم و کاهش شرایط دمای پایداری

[1] Ahn and Nakamura

برخی کانی‌ها و یا تبدیل آن‌ها به کانی‌های جدید شده‌اند. بنابراین، شرایط دمایی توده بالا بوده امـا بـا نفـوذ این توده به درون سنگ‌های با درجه دگرگونی نسبتاً بالا، آبگون‌های مشتق شده از آن مجموعه کانی‌هایی بـا شرایط دمایی پایین‌تر از درجه دگرگونی منطقه را در آن‌ها به‌وجود آورده‌اند.

۴-۲-۲-۲- بررسی تحولات دما - فشار در متاپلیت‌های ده‌نو

در این بخش بـه‌طور خلاصـه، پدیـده تـوالی پیـدایش و حـذف ایـن کانی‌هـا در نمونـه‌های مـورد مطالعـه بـر اسـاس نمودارهـای AFM در سیسـتم KFMASH[1] (کرتـز، ۱۹۵۹) بررسـی شـده و بـا توجـه بـه نتـایج حاصـل از دمافشارسـنجی، رخسـاره دگرگـونی سـنگ‌ها مشـخص می‌شـود. مسـکوویت، کـوارتز و آب فازهای اضافی این سیستم هستند (شکل ۴-۳).



شـکل ۴-۳- تـوالی مجموعـه‌های کانی‌شناسـی در نمودارهـای AFM در سیسـتم KFMASH بـرای دگرگـونی متاپلیت‌ها در امتداد ژئوترم کیانیت (برگرفته از بوچر و گرپیس، ۲۰۱۱).

در این سیستم، تشکیل گارنت برای نخستین بـار در رخسـاره شیسـت‌سبز میـانی (دمـای ۴۵۰ درجـه سانتی‌گراد) و تشکیل استارولیت در مرز رخساره شیست‌سبز و آمفیبولیـت (دمـای ۵۰۰ درجـه سـانتی‌گراد)

---

[1] K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O

روی می‌دهد؛ اما با توجه به این‌که کردیریت تا دمای ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد (اواخر رخساره آمفیبولیت زیرین) پایدار است و نبود آن در واحدهای سنگی مورد مطالعه خلج و ده‌نو، لذا آخرین دگرگونی ثبت شده در سنگ‌های دگرگونی این مناطق دارای درجه دگرگونی بالاتری بوده است. واکنش‌های ناپیوسته Sil + Bt → Chl + St و پس از آن Grt + Chl → St + Bt که پایان رخساره آمفیبولیت زیرین و آغاز رخساره آمفیبولیت میانی (دمای ۵۵۰-۵۶۰ درجه سانتی‌گراد) را مشخص می‌کنند، بیانگر تشکیل استارولیت برای اولین بار و حذف تدریجی گارنت (با درصد آلماندین بالاتر) و بیوتیت (از نوع بیوتیت با آهن بیش‌تر) هستند (Sil = سیلیمانیت، Bt = بیوتیت، Chl = کلریت، St = استارولیت، Grt = گارنت).

۴-۲-۲-۲- الف- بررسی تحولات دما - فشار در میکاشیست‌های ده‌نو

واحد گارنت کلریتویید شیست منطقه که در نزدیکی فیبرولیت هورنفلس (و توده نفوذی) برداشت شده، فاقد بیوتیت و پتاسیم فلدسپار بوده و تنها مقدار بسیار کمی مسکوویت در آن متبلور شده است. بر اساس سیستم KFMASH، تشکیل مجموعه کانی‌شناسی بیوتیت و گارنت در این سنگ‌ها و نبود کانی‌هایی مانند کلریتویید و استارولیت می‌تواند بیانگر شرایط دمایی بالاتر از ۵۸۰ درجه سانتی‌گراد تا اواخر رخساره آمفیبولیت باشد. کاربرد روش دماسنجی گارنت - بیوتیت برای این سنگ‌ها بیانگر دماهایی در حدود ۵۹۰ - ۶۲۰ درجه سانتی‌گراد (جدول ۴-۱) است.

از سوی دیگر، بر اساس شواهد سنگ‌نگاری تشکیل مسکوویت در اطراف آندالوزیت ($And + Kfs + H_2O \rightarrow Ms + Qtz$) و جانشینی آن (شکل ۳-۴۲-C) بیانگر کاهش شرایط دمایی به زیر ۶۵۰ تا ۶۷۵ درجه سانتی‌گراد (در فشار ۴ تا ۵ کیلوبار) است. با توجه به این‌که این فرآیند نیازمند حضور آب در محیط است، لذا تشکیل مسکوویت در اطراف آندالوزیت بیانگر افزایش اکتیویته بالای آب و وجود مواد آلی (گرافیت) در رسوبات اولیه این منطقه است. از سوی دیگر، تشکیل کانی‌های دما پایین مانند تورمالین می‌تواند بیانگر شرایط دمایی کم‌تر در حدود ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد باشد. بنابراین، تشکیل مسکوویت، تورمالین و مقادیر اندکی فیبرولیت در این سنگ‌ها را نیز می‌توان نتیجه تأثیر نفوذ آبگون‌های مشتق شده از توده نفوذی ده‌نو به درون سنگ‌های متاپلیتی دانست.

بر اساس نتایج دمافشارسنجی، آندالوزیت در این سنگ‌ها خارج از شرایط پایداری خود تشکیل شده است. حضور آندالوزیت در محدوده سیلیمانیت که در برخی هاله‌های مجاورتی نیز دیده می‌شود را «فراروی آندالوزیت[1]» می‌نامند (مانند سزار[2] و همکاران، ۲۰۰۲). میزان این پدیده «فراروی آندالوزیت» متغیر است.

[1] Andalusite Overstepping

[2] Cesare

به‌عنوان مثال، لارسون و شارپ[1] (۲۰۰۵) میزان آن را ۵۰ تا ۸۰ درجه سانتی‌گراد و سزار و همکاران (۲۰۰۲) مقدار آن را تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد ذکر کرده‌اند، بدین معنی که آندالوزیت تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد بالاتر از خط تحول آندالوزیت - سیلیمانیت پایدار مانده است. به‌طور کلی، علل مختلفی برای توجیه این مسئله در نظر گرفته شده است که از آن جمله تأثیر Fe^{3+} و Mn^{3+} است که در صورت تمرکز در آندالوزیت، میدان پایداری آن را تغییر خواهد داد (گرامبلینگ و ویلیامز، ۱۹۸۵). یکی دیگر از علل حضور ناپایدار آندالوزیت در محدوده سیلیمانیت، ΔS پایین واکنش پلی‌مورفیک آندالوزیت - سیلیمانیت است (والتر و وود[2]، ۱۹۸۴). تأثیر این عامل، به‌خصوص در دگرگونی مجاورتی مشاهده می‌شود که نرخ گرم‌شدگی سریع است (پاتیسون و تریسی[3]، ۱۹۹۱). ظاهراً هر قدر دوره دمایی تحمیل شده به سنگ کم‌تر باشد، دامنه پدیده «فراروی آندالوزیت» بیش‌تر خواهد شد و به همین دلیل است که میزان آن در زنولیت‌ها، بیش‌تر از تمام موارد است (سزار و همکاران، ۲۰۰۲). بدین ترتیب به نظر می‌رسد که در منطقه مشهد نیز نرخ گرم‌شدگی سریع باعث شده تا پدیده «فراروی آندالوزیت» در طیف وسیعی از سنگ‌های دگرگونی دیناموترمال و مجاورتی دیده شود. به عبارت دیگر آندالوزیت و سیلیمانیت در محدوده وسیعی در کنار یکدیگر حضور داشته، تبدیل آندالوزیت به سیلیمانیت، مدت‌ها پس از اولین ظهور فیبرولیت، بدون وابستگی به آندالوزیت است. این مسئله در مورد دگرگونی مجاورتی که به‌طور کلی نرخ گرم‌شدگی سریع است، قابل توجیه می‌باشد. اگرچه این مسئله در مورد دگرگونی دیناموترمال قابل قبول نیست، اما در منطقه ده‌نو سنگ‌های دگرگونی دیناموترمال که در فاصله نزدیکی نسبت به توده نفوذی قرار داشته‌اند به علت تزریق توده‌های نفوذی سریع گرم شده‌اند (صمدی و همکاران، ۱۳۹۱).

۴-۲-۲-۲- ب- بررسی تحولات دما - فشار در هورنفلس ده‌نو

در منطقه ده‌نو، ظهور آندالوزیت در هورنفلس (فیبرولیت هورنفلس گارنت و آندالوزیت‌دار) را می‌توان به شیمی سنگ، پایین بودن فشار، بالا بودن اکتیویته آب و وجود مواد آلی (گرافیت) و پایین بودن فوگاسیته اکسیژن در رسوبات اولیه این منطقه مربوط دانست و تشکیل فیبرولیت به‌صورت متاسوماتیک نیز بیانگر تأثیر آبگون‌های اسیدی مشتق شده از توده نفوذی منطقه است. همچنین، دمای نسبتاً کم‌تر در هنگام دگرگونی مجاورتی، تشکیل تورمالین را تسهیل کرده است. بنابراین، تشکیل تورمالین و فیبرولیت نسبتاً فراوان در سنگ‌های مجاور توده نفوذی ده‌نو بیانگر تشکیل این کانی‌ها در اثر فرآیندهای متاسوماتیک و تبادلات خوب آبگون‌ها در هنگام دگرگونی

---

[1] Larson and Sharp

[2] Walther and Wood

[3] Pattison and Tracy

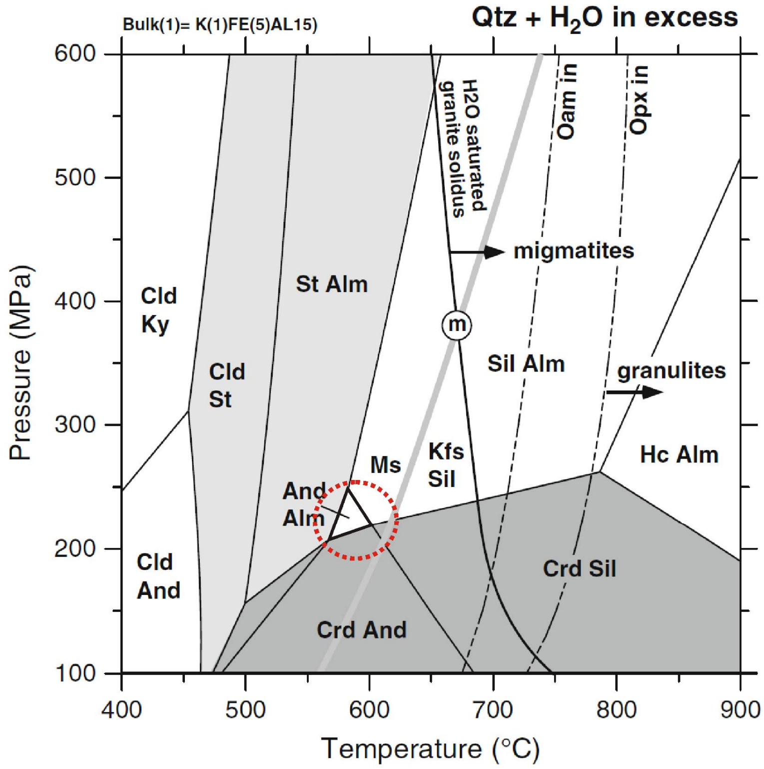
مجاورتی و شیمی مناسب رسوبات اولیه است. هولداوی (۱۹۷۱) معتقد است که فیبرولیت در حقیقت یک پروتوسیلیمانیت است که به‌طور سریع از واکنش‌های برگشت‌ناپذیر متبلور می‌شود. اگرچه فیبرولیت نوعی سیلیمانیت بوده و از نظر شرایط P-T با آن تفاوتی ندارد (کریک، ۱۹۹۰؛ همینگوی[1] و همکاران،۱۹۹۱)، با این حال در صحرا، ظهور این دو در شرایط یکسانی صورت نمی‌گیرد و اکثراً فیبرولیت قبل از سیلیمانیت ظاهر می‌شود و با آندالوزیت‌هایی که شاهدی بر تحول آن‌ها به سیلیمانیت وجود ندارد، همراه است و در این حالت، فیبرولیت همراه بیوتیت، میکا، فلدسپارهای درشت و کوارتز دیده می‌شود (ورنون، ۱۹۸۷). این پدیده در سنگ‌های منطقه ده‌نو مشاهده می‌شود. در این صورت دو احتمال مطرح شده است که عبارت‌اند از حضور فیبرولیت به‌صورت ناپایدار در محدوده آندالوزیت (کریک، ۱۹۸۷ و ۱۹۹۰) و یا حضور آندالوزیت به‌صورت ناپایدار در محدوده سیلیمانیت (پدیده فراروی آندالوزیت) که در بخش قبل بحث شد؛ اما علت اینکه فیبرولیت زودتر از سیلیمانیت ظاهر شده و واکنش‌های تشکیل فیبرولیت، قبل از واکنش‌های پلی‌مورفیسم رخ می‌دهند، در اکثر موارد به تأثیر سیالات اسیدی نسبت داده شده است (فوستر[2]، ۱۹۹۱)؛ به عبارت دیگر، نوعی متاسوماتیسم اسیدی به دلیل این که سیالات دارای HCl هستند و از گرانیت‌ها یا پگماتیت‌های گرانیتی منشعب می‌شوند، باعث تشکیل فیبرولیت طی واکنش‌هایی، غیر از واکنش پلی‌مورفیک می‌شوند (کریک، ۱۹۸۷). به‌نظر می‌رسد که این مسئله در مورد منطقه مشهد نیز صادق باشد، زیرا شواهد متاسوماتیسم ناشی از توده‌های نفوذی در دگرگونی مجاورتی با حضور مجموعه‌های مسکوویت و تورمالین‌دار در سنگ‌های محتوی فیبرولیت تأیید می‌شود.

بر اساس شکل ۴-۴، تشکیل گارنت از دمای حدود ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد آغاز می‌شود و تا دماهای بالا پایداری خود را حفظ می‌کند؛ اما با توجه به شواهد سنگ‌نگاری مبنی بر واکنش تبدیل آندالوزیت (و پتاسیم فلدسپار) به مسکوویت، دمای حاکم بر این سنگ‌ها در حال کاهش به زیر خط پایداری مسکوویت - پتاسیم فلدسپار (یعنی دمای کم‌تر از ۶۰۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد) است. مطالعه کانی‌شناسی این سنگ‌ها در سیستم KFASH نیز بیانگر شرایط دمایی نزدیک به ۵۵۰ - ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۲ تا ۲/۵ کیلوبار است (شکل ۴-۴). کاربرد روش دماسنجی گارنت - بیوتیت برای این سنگ‌ها بیانگر دماهایی در حدود ۵۴۵ تا ۵۶۹ درجه سانتی‌گراد (جدول ۱-۴) است. به این ترتیب می‌توان دمای دگرگونی مجاورتی را در حدود ۵۳۰ تا حدود ۵۶۹ درجه سانتی‌گراد در نظر گرفت. با توجه به عدم تشکیل استارولیت در این

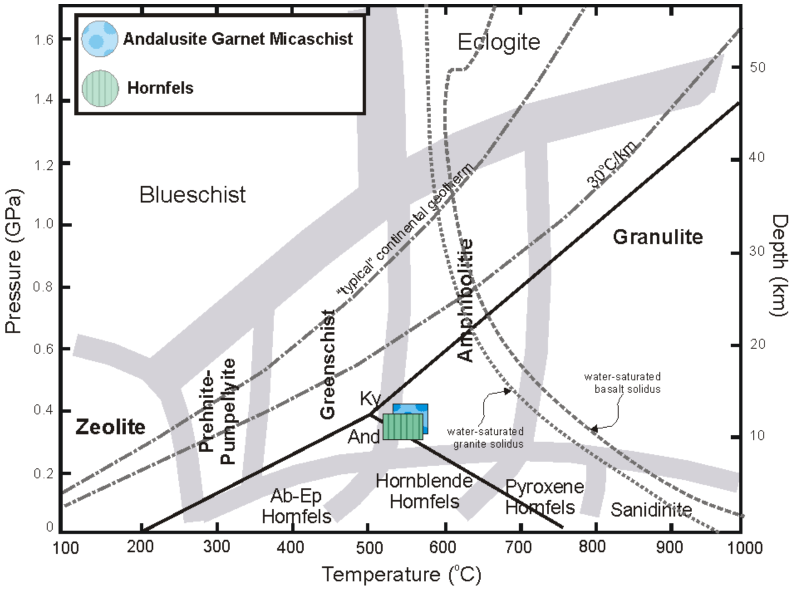
[1] Hemingway

[2] Foster

قلمرو دمایی، فشار کم‌تر از تقریباً ۳ کیلوبار بوده است که معادل رخساره دگرگونی هورنبلند هورنفلس است (شکل ۴-۵).



شکل ۴-۴- نمودار مجموعه کانی‌های دما بالا - فشار پایین برای متاپلیت‌ها در سیستم KFASH که در آن آب و کوارتز فازهای اضافه هستند (برگرفته از بوچر و گریپس، ۲۰۱۱). خط خاکستری منحنی شکسته شدن مسکوویت است. محدوده دما و ترکیب هورنفلس‌های ده‌نو با دایره مشخص شده است.



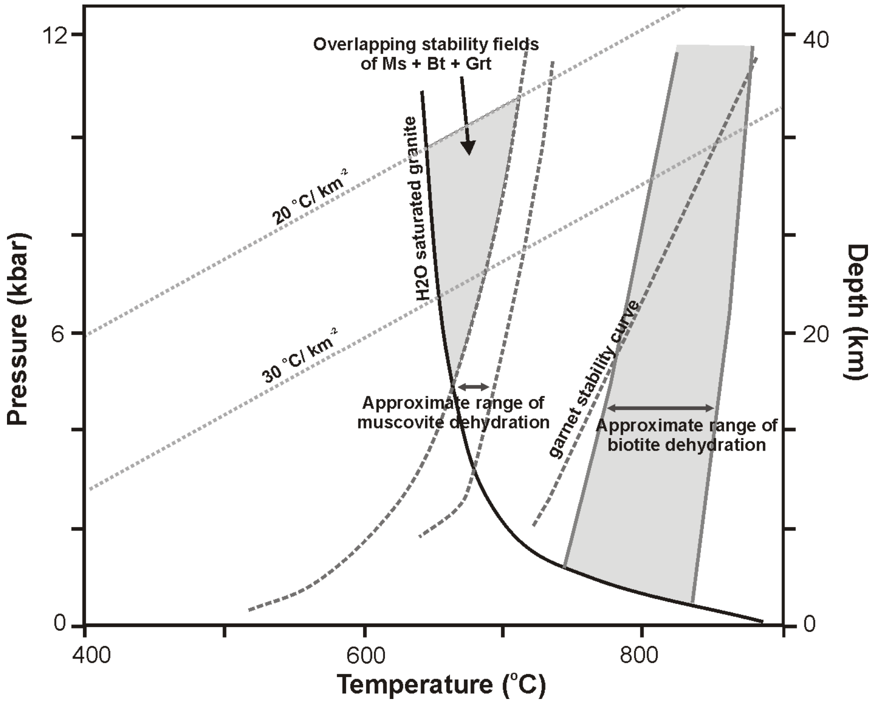
شکل ۴-۵- محدوده تقریبی دمای تشکیل میکاشیست و هورنفلس در منطقه ده‌نو بر روی نمودار رخساره‌های دگرگونی برگرفته از وینتر[1]، (۲۰۰۱)، با تغییرات.

۴-۳- مطالعه شرایط دما - فشار مذاب توده‌های گرانیتوییدی

[1] Winter

۴-۳-۱- مطالعه شرایط دما - فشار مذاب مونزوگرانیتی و گرانودیوریتی مشهد

شواهد سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که کانی میکایی درون مونزوگرانیت و گرانودیوریت جنوب مشهد به‌طور غالب از نوع بیوتیت بوده و مسکوویت به‌صورت کم یا ثانویه در این سنگ‌ها وجود دارد. بر اساس نمودار دما - فشار و منحنی‌های ذوب میکاها (شکل ۴-۶)، وجود بیوتیت فراوان و نبود (یا مقدار ناچیز) مسکوویت در این سنگ‌ها گویای شرایط متغیر دما و فشار مذاب این سنگ‌ها از حدود ۷۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد در فشار یک کیلوبار تا ۷۵۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد در فشار ۱۰ کیلوبار است. به دلیل اهمیت حضور گارنت‌های درشت‌دانه درون توده نفوذی ده‌نو که مطالعه آن‌ها از اهداف این رساله است، در ادامه به بررسی شرایط دما - فشار در توده نفوذی ده‌نو پرداخته می‌شود. با توجه به این‌که در نمونه‌های مونزوگرانیت و گرانودیوریت خلج و خواجه‌مراد گارنت دیده نشد، مطالعه شرایط دمایی و فشاری آن‌ها در اهداف این رساله قرار نگرفت.



شکل ۴-۶- شرایط دما - فشار تشکیل مذاب، تبلور و ژئوترم‌های حرارتی (برگرفته از کبده[1] و همکاران، ۲۰۰۱). منحنی‌های پایداری بیوتیت و مسکوویت و منحنی ذوب آب‌دار گرانیت برگرفته از هیندمن[2] (۱۹۸۱) هستند.

۴-۳-۲- مطالعه شرایط فشار، فوگاسیته اکسیژن و دما در مذاب گرانیتوییدی ده‌نو

---

[1] Kebede

[2] Hyndman

بـه‌منظور مطالعـه شـرایط دمـا و فشـار مـذاب و گارنـت درون آن و بـر اسـاس مجموعـه کانی‌هـای درون توده نفوذی گارنت‌دار ده‌نو از روش‌های دمافشارسنجی مختلفی استفاده شده است.

۴-۳-۲-۱- مطالعات فشارسنجی و بررسی تغییرات فوگاسیته اکسیژن

۴-۳-۲-۱-۱- فشارسنجی بر اساس ترکیب آمفیبول

تاکنون استفاده از آمفیبول‌هـا بـه‌عنوان فشارسـنج توسـط افـراد مختلفـی مـورد بررسـی قـرار گرفتـه اسـت. نتیجه این بررسـی‌ها ارائـه فشارسـنج «آلـومینیم موجـود در هورنبلنـد» اسـت. عوامـل زیـادی بـر محتـوای Al هورنبلنـدها مـؤثر هسـتند. مقـدار Al آمفیبول‌هـا عـلاوه بـر فشـار و دمـا، بـه فوگاسـیته اکسـیژن، ترکیب سـنگ کـل و فازهـای همـراه آمفیبـول بسـتگی دارد. بـا توجـه بـه مطالعـات هالیسـتر[1] و همکـاران (۱۹۸۷)، جانشـینی شـرماک[2] ($Si+R^{2+}=Al^{IV}+Al^{VI}$) نسـبت بـه فشـار حسـاس اسـت و بـا افـزایش فشار مقـدار آلـومینیم موجـود در شـبکه هورنبلنـد افـزایش می‌یابـد. واکنش‌هـای دیگـر هماننـد جانشـینی ادنیـت[3] ($Si+vac^{A}=Al^{IV}+(Na+K)^{A}$) و واکنش‌هـایی کـه در آن‌هـا Ti شـرکت دارد ($Ti+R^{2+}=2Al^{VI}$, $Ti+Al^{IV}=Al^{VI}+Si$) بیش‌تـر توسـط دمـا تـا توسـط فشـار کنتـرل می‌شـوند (اندرسـون و اسـمیت[4]، ۱۹۹۵). یعنـی هـر چـه دمـا افـزایش می‌یابـد، جانشـینی ادنیـت بیش‌تـر انجـام می‌گیـرد. فوگاسـیته اکسـیژن نیـز می‌تواننـد نسـبت‌های ($Fe\#=Fe/Fe+Mg$) و ($Fe^{3+}\#=Fe^{3+}/Fe^{2+}+Fe^{3+}$) را کنتـرل کنـد. بـه‌طوری کـه هـر چـه فوگاسـیته اکسـیژن کمتـر باشـد، Fe^{2+} بیش‌تـری وجـود خواهـد داشـت. مقـادیر Fe# توسـط اسـپیر (۱۹۸۱) و اندرسـون و اسـمیت (۱۹۹۵) تقسـیم‌بندی شـده اسـت. بـر اسـاس ایـن تقسـیم‌بندی مقـادیر صـفر تـا ۰/۶ بـالا، مقـادیر ۰/۶ تـا ۰/۸ متوسط و مقـادیر بـیش از یـک، پـایین به‌حسـاب می‌آیـد. روابـط واکنش‌هـای جانشـینی کـه در آن‌هـا Al شرکت دارد و نیز فوگاسـیته اکسـیژن، بـر پایـه ایـن واقعیـت هسـتند کـه فوگاسـیته کـم اکسـیژن موجـب می‌شود Fe^{2+} وارد شبکه هورنبلند شود.

از سویی دیگر نسبت بالای Fe^{2+}/Fe^{3+} ترجیحاً باعـث جانشـینی Mg توسـط Al، در هنگـام جانشـینی شرماک می‌شود. به این ترتیب مقدار فوگاسیته اکسیژن پایین موجب افزایش Al موجود در هورنبلند می‌شود. از این‌رو، اندرسون (۱۹۹۷) پیشنهاد نموده که بهتر است تنها هورنبلندهایی برای فشارسنجی اسـتفاده شـوند که دارای $Fe\#\leq0.65$ باشند. از سویی دیگر فوگاسیته بالای اکسیژن باعث شـرکت ترجیحـی Fe^{3+} در شـبکه

[1] Hollister

[2] Tschermak substitution

[3] Edenite substitution

[4] Smith

بلور آمفیبول شده و بیش‌تر آن جانشین Al هورنبلند می‌شود. این مسئله می‌تواند باعث کاهش Al هورنبلند شود. لذا اندرسون و اسمیت (۱۹۹۵) معتقدند که در این فشارسنجی تنها از آمفیبول‌هایی که دارای $(Fe^{3+}/Fe^{3+}+Fe^{2+})\geq 0.25$ باشند، استفاده شود.

اشکال این دو معیار در این است که آن‌ها تنها بر اساس محاسبات استوکیومتری هستند، نه بر اساس اندازه‌گیری‌های محتوای Fe^{2+} و Fe^{3+} و مقادیر Fe# و Fe^{3+}# که این مقادیر نمی‌توانند تنها معیارهای لازم برای تعیین فوگاسیته اکسیژن باشند. ازاین‌رو، به‌نظر می‌رسد که توجه به حضور کانی‌های فرعی نیز می‌تواند بسیار مفید باشد. با توجه به مطالعات ایشی‌هارا[1] (۱۹۷۷) سنگ‌های آذرین حاوی مگنتیت (سری مگنتیتی) مربوط به شرایط تبلور در فوگاسیته بالای اکسیژن بوده اما سری‌های ایلمنیت‌دار بیانگر فوگاسیته پایین اکسیژن هستند. علاوه بر این، حضور اسفن بیانگر فوگاسیته بالای اکسیژن است. به‌طور کلی هورنبلندهایی که در شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن تشکیل شده‌اند، نتایج فشارسنجی قابل اعتمادتری را ارائه می‌کنند.

فشارسنجی Al موجود در آمفیبول بر اساس Al_{total} موجود در هورنبلند است. همان‌گونه که گفته شد این فشارسنج علاوه بر فشار به عامل فوگاسیته اکسیژن نیز حساس است، به‌طوری‌که فوگاسیته اکسیژن می‌تواند باعث شود که فشار محاسبه شده افزایش یافته و بسته به میزان Al کل، در هر ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد فشار بیش از ۲ کیلوبار افزایش یابد (اندرسون و اسمیت، ۱۹۹۵). در شکل ۴-۷ انواع کالیبراسیون‌های این فشارسنج آورده شده‌اند. همان‌گونه که در شکل ۴-۷ مشاهده می‌شود، کالیبراسیون‌های تجربی مانند هالیستر و همکاران (۱۹۸۷)، همرستورم و زِن[2] (۱۹۸۶)، در دماهای نزدیک به سولیدوس اشباع از H_2O به منحنی اشمیت[3] (۱۹۹۲) شباهت دارند. در حالی‌که کالیبراسیون‌های تجربی که در دماهای بالاتر استفاده شده‌اند؛ مانند جانسون و رادرفورد[4] (۱۹۸۹) و توماس و ارنست[5] (۱۹۹۰)، به‌دلیل افزایش Al^{IV}، در همان فشار مقادیر Al_{Total} بیش‌تری را در هورنبلند نشان می‌دهند (اندرسون و اسمیت، ۱۹۹۵).

اولین بار همرستروم و زِن (۱۹۸۶) وجود ارتباط بین Al_{total} آمفیبول را با فشاری که آمفیبول در آن شکل گرفته است را مطرح نمودند که برای فشارسنجی در فشارهای ۲ تا ۸ کیلوبار ارائه شده بود. هالیستر و همکاران (۱۹۸۷) فرمولی را برای فشارهای ۴ تا ۶ کیلوبار و جانسون و رادرفورد (۱۹۸۹) برای فشارهای ۲ تا ۸ کیلوبار فرمول‌هایی را ارائه کردند.

همه این کالیبراسیون‌ها فشارهای نزدیک و مشابهی را ارائه می‌کنند؛ اما استفاده از این فشارسنج‌ها

---

1 Ishihara

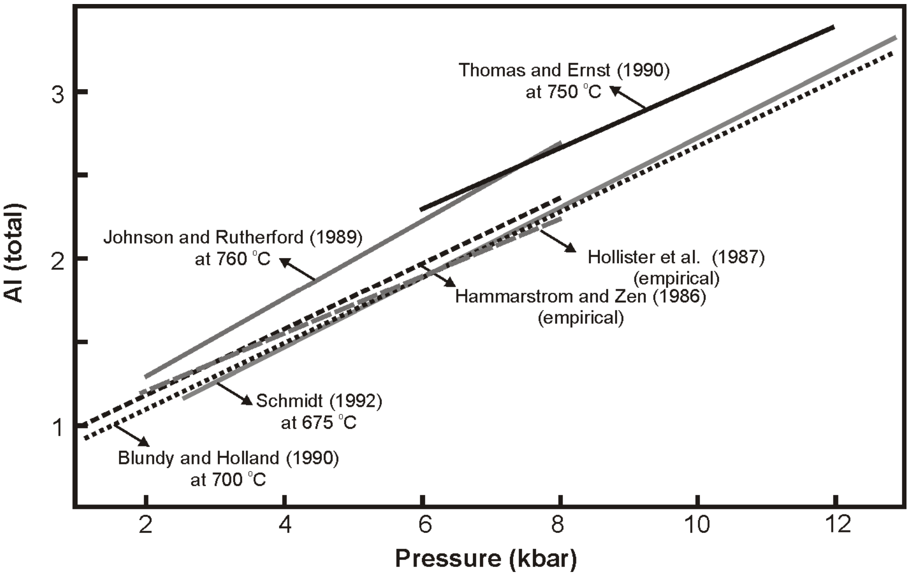
2 Hammarstrom and Zen

3 Schmidt

4 Johnson and Rutherford

5 Thomas and Ernst

مستلزم حضور مجموعه کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار، هورنبلند، بیوتیت، اسفن، مگنتیت و ایلمنیت هم‌زمان با مذاب هستند. سرانجام اشمیت (۱۹۹۲) برای محاسبه فشار تشکیل آمفیبول در فشارهای ۲/۵ تا ۱۳ کیلوبار فرمولی را به‌صورت $P(\pm0.6Kbar) = -3.01 + 4.76 \times Al_{Total}$ ارائه کرد که در این مطالعه از آن برای مطالعه فشار در توده نفوذی ده‌نو استفاده شد.



شکل ۴-۷- خلاصه‌ای از کالیبراسیون‌های تجربی و آزمایشی مربوط به فشارسنجی آلومینیم موجود در هورنبلند (اندرسون و اسمیت، ۱۹۹۵).

در جدول ۴-۲ نتایج کاربرد این فشارسنجی برای توده نفوذی ده‌نو آورده شده است. به‌این‌ترتیب، میانگین فشار به‌دست آمده با کمک کالیبراسیون اشمیت (۱۹۹۲) برای آمفیبول‌های زمینه توده نفوذی ده‌نو در حدود ۶/۶ کیلوبار بوده است. همچنین، میانگین فشار به‌دست آمده برای ادخال‌های آمفیبول درون گارنت این سنگ‌ها، در هسته و حاشیه درشت‌بلورهای گارنت، به‌ترتیب در حدود ۷/۲ و ۶/۴ کیلوبار است. بنابراین، فشار از مرکز گارنت به سمت حاشیه کاهش یافته و در ابتدای تبلور گارنت و در هنگام تشکیل ادخال‌های آمفیبول در هسته آن فشار بسیار بالاتر از زمانی بوده که گارنت مراحل میانی و انتهایی تبلور خود را طی کرده است. از سوی دیگر، فشار به‌دست آمده برای آمفیبول‌های زمینه سنگ در محدوده فشار به‌دست آمده برای ادخال‌های درون بخش میانی تا حاشیه گارنت قرار دارد.

جدول ۴-۲- نتایج کاربرد روش فشارسنجی بر اساس Al در آمفیبول برای توده نفوذی ده‌نو.

	Amphibole inclusions												Amphibole in matrix	
Garnet Grain no.	DH1A- grain b2 (core to middle) core			DH2 rim									DH2	
Point no.	128	130	132	605	606	607	610	611	612	613	614	617	573	574
P (kbar)*														
HZ86	7.0	6.9	6.7	5.9	6.2	6.2	6.2	6.2	6.0	5.8	5.9	5.9	5.9	6.5
H87	7.5	7.3	7.1	6.2	6.6	6.6	6.6	6.6	6.3	6.2	6.2	6.2	6.3	6.9
JR89	5.7	5.6	5.5	4.8	5.0	5.1	5.1	5.0	4.9	4.7	4.8	4.8	4.8	5.3

S92	7.3	7.2	7.0	6.2	6.5	6.6	6.6	6.5	6.4	6.2	6.3	6.3	6.3	6.8
Average P of S92 (kbar)	7.2			6.4									6.6	

* HZ86: Hammarstrom & Zen (1986); H87: Hollister et al. (1987); JR89: Johnson and Rutherford (1989); S92: Schmidt (1992)

۴-۳-۲-۱-۲- برآورد تغییرات فوگاسیته اکسیژن

فوگاسیته اکسیژن می‌تواند ابزار مفیدی برای مطالعه فرآیندهای تبلور سنگ‌های آذرین و نیز دگرگونی باشد. فوگاسیته اکسیژن، بیانگر شرایط اکسیداسیون مذاب بوده و نشان‌دهنده تحولات و تغییرات فوگاسیته مذاب در هنگام صعود و تبلور کانی‌ها است. فوگاسیته مذاب معمولاً با مواد سازنده آن در منشأ و در نتیجه محیط تکتونیکی آن مرتبط است. به‌طوری‌که گرانیت‌های حاصل از ذوب رسوبات معمولاً دارای فوگاسیته بسیار کم هستند و گرانیت‌های نوع I دارای فوگاسیته بالایی هستند. البته تعیین فوگاسیته مذاب اولیه گرانیت‌ها بسیار دشوار است، زیرا کانی‌های مگنتیت و ایلمنیت درون این مذاب‌ها در هنگام سرد شدن دچار تغییرات شیمیایی می‌شوند.

محاسبات دمافشارسنجی و شواهد تجربی نشان می‌دهند که اپیدوت‌ها در ماگماهای سیلیس‌دار کالک‌آلکالن در فشارهای بالا، محتوای آب بالا و فوگاسیته اکسیژن بالا پایدار هستند (داوز و ایوانز[1]، ۱۹۹۱). مطالعات پیشین (مانند نانی[2]، ۱۹۸۳؛ زن و همرستروم[3]، ۱۹۸۴، ۱۹۸۸) نشان داده‌اند که اپیدوت می‌تواند در فشارهای بالاتر از ۶ تا ۸ کیلوبار با مذاب‌های کالک‌آلکالن در تعادل باشد. از این‌رو، سنگ‌های آذرین درونی اپیدوت‌دار باید در شرایط فشار نسبتاً بالا (اعماق پوسته زیرین) و در شرایط نسبتاً اکسیداسیون تشکیل شده باشند (زن و همرستروم، ۱۹۸۴). بنابراین، اپیدوت ماگمایی می‌تواند به‌عنوان ابزاری برای بررسی تغییرات فشار - زمان در بررسی نرخ صعود مذاب‌ها به‌کار برده شود (فریرا[4] و همکاران، ۲۰۰۳). بر این اساس، وجود اپیدوت‌های ماگمایی در گرانیتوییدهای کالک‌آلکالن بیانگر صعود و انتقال سریع مذاب یا تبلور در فشارهای بالا است، در حالی‌که در مذاب‌هایی که به‌آرامی صعود می‌کنند (مانند دیاپیرها) اپیدوت پیش از اتمام تبلورش در مذاب حل و جذب می‌شود.

بر اساس پولی[5] و اشمیت (۲۰۰۴)، کانی اپیدوت در فوگاسیته بالای اکسیژن و بر رو یا در بالای بافر اکسیژنِ هماتیت - مگنتیت پایدار است. اشمیت و تامپسون (۱۹۹۶) نشان دادند که در فوگاسیته بالای اکسیژن اپیدوت می‌تواند در فشارهای کم‌تر نیز پایدار بماند.

تغییرات X_{ep} بیانگر تغییرات فوگاسیته مذاب است. با توجه به شواهد سنگ‌نگاری (بخش ۳-۴-۱-۲-۷)، اپیدوت موجود در توده نفوذی دهنو و گارنت‌های درون توده از نوع ماگمایی

---

1 Dawes and Evans

2 Naney

3 Zen and Hammarstrom

4 Ferreira

5 Poli

هستند. بر اساس پیوست ۵-۸، میانگین میزان X_{ep}[1] که از ۰/۲۸ تا ۰/۳۲ در هسته تا ۰/۲۲ تا ۰/۴۱ در بخش میانی متغیر هستند، نشان می‌دهند که X_{ep} ادخال‌های اپیدوت درون بخش هسته تا بخش میانی گارنت روند افزایشی اندکی نشان داده اما داده‌ای برای بررسی تغییرات فوگاسیته در بخش حاشیه این گارنت‌ها موجود نیست. میانگین مقدار X_{ep} برای اپیدوت‌های زمینه سنگ نیز در حدود ۰/۲۲- ۰/۲۵ است. احتمالاً این مقادیر در محدوده تغییرات X_{ep} ادخال‌های اپیدوت در بخش میانی تا حاشیه گارنت قرار دارد. بنابراین، در هنگام تبلور اپیدوت و گارنت میزبان آن، فوگاسیته اکسیژن نسبتاً در حال افزایش بوده است.

۴-۳-۲-۲- مطالعات دماسنجی مذاب گرانیتوییدی گارنت‌دار ده‌نو

۴-۳-۲-۲-۱- دماسنجی بر اساس ترکیب آمفیبول

بر اساس مطالعات اولیه توسط بلوندی و هلند[2] (۱۹۹۰)، اندرسون (۱۹۹۷)، هلند و بلوندی (۱۹۹۴) و ارنست و لیو[3] (۱۹۹۸) با افزایش دما، میزان عناصر Ti، Al، Na، K و (Mg+Fe)/ Mg#=Mg موجود در آمفیبول کلسیم‌دار نیز افزایش می‌یابد، ولی مقدار Si و Fe+Mg+Mn±Ca کاهش می‌یابد. به‌عبارت‌دیگر با افزایش دما، Al مایل است تا جای Si را در تتراهدرال‌های آمفیبول‌های کلسیم‌دار بگیرد در حالی‌که با افزایش فشار، Al به جای Mg+Fe موجود در اکتاهدرال M_2 می‌نشیند (راس[4]، ۱۹۷۴؛ هاوتورن، ۱۹۸۱؛ گیلبرت[5] و همکاران، ۱۹۸۲؛ اشمیت، ۱۹۹۲؛ اندرسون و اسمیت، ۱۹۹۵؛ استین و دایتل[6]، ۲۰۰۱). به این ترتیب می‌توان گفت که با افزایش فشار و دما مقدار Al_2O_3 به‌عنوان تابعی از این دو افزایش می‌یابد (ارنست و لیو، ۱۹۹۸).

از سویی دیگر با افزایش دما، عنصر Ti در سایت M_2 آمفیبول افزایش خواهد یافت (راس، ۱۹۷۴، ارنست و لیو، ۱۹۹۸). البته به‌دلیل شعاع یونی بزرگ‌تر Ti نسبت به Al، Ti کمتر تحت تأثیر فشار قرار می‌گیرد. به همین دلیل می‌توان گفت که میزان Ti در آمفیبول‌های کلسیم‌دار با دما رابطه مستقیم ولی با فشار رابطه تقریباً معکوس دارد (ارنست و لیو، ۱۹۹۸). در شکل ۴-۸ نمودار تغییرات Ti در برابر Al^{iv} برای تخمین دمای تبلور آمفیبول‌ها آورده شده است. بر اساس این نمودار، دمای تبلور آمفیبول‌ها در حدود ۷۵۰ تا ۸۲۵ درجه سانتی‌گراد تخمین زده می‌شود. دمای

---

1 $X_{ep} = Fe^{3+}/(Fe^{3+}+{}^{vi}Al)$

2 Blundy and Holland

3 Ernst and Liu

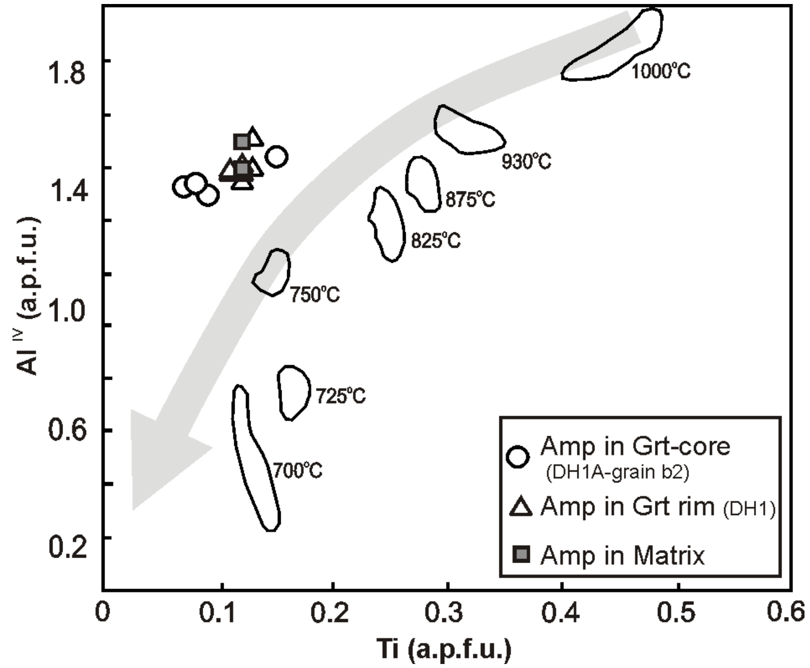
4 Raase

5 Gilbert

6 Stein and Dietl

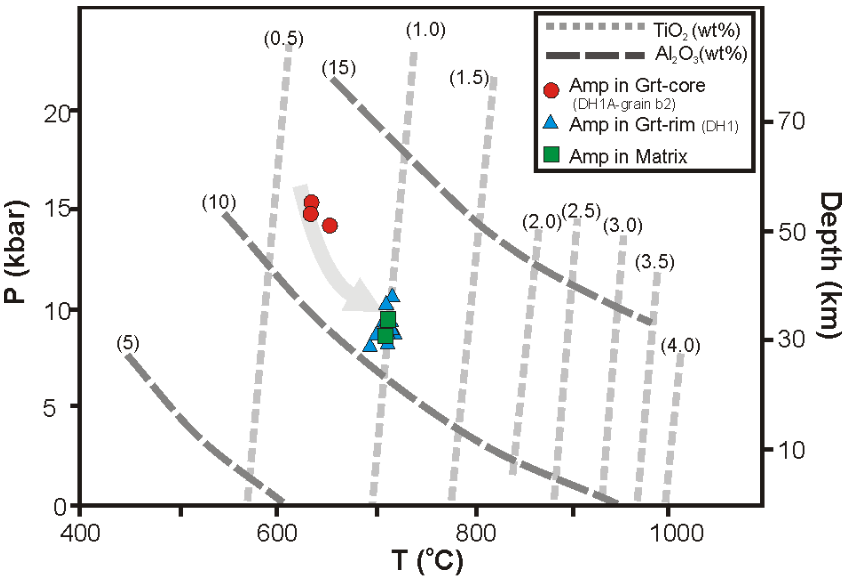
تبلـور آمفیبول‌هـای زمینـه گارنـت تـا حـدودی دمـای بـالاتری را نسـبت بـه ادخال‌هـای درون برخـی گارنت‌ها نشان می‌دهند.

تغییـرات دمـا - فشـار آمفیبول‌هـا بـر اسـاس میـزان TiO_2 و Al_2O_3 آمفیبول‌هـا در شـکل ۴-۹ به‌وسیله یک پیکـان نشـان داده شـده اسـت. بـر اسـاس ایـن نمـودار، دمـای تشـکیل آمفیبول‌هـا در هسـته گارنت در حدود کم‌تر از ۶۵۰ درجـه سـانتی‌گـراد اسـت و بـه سـمت بخش‌هـای میـانی بلـور گارنـت بـه حـدود ۶۵۰ درجـه سـانتی‌گـراد مـی‌رسـد. دمـای ادخال‌هـای آمفیبـول در حاشـیه گارنـت و آمفیبول‌هـای زمینه نیز در حـدود ۷۰۰ درجـه سـانتی‌گـراد اسـت. بـر ایـن اسـاس ادخـال آمفیبـول درون هسـته گارنـت به سـمت بخش‌هـای میـانی رونـد کـاهش فشـار و افـزایش نسـبی دمـا مشـاهده می‌شـود و پـس از آن در امتـداد یـک مسـیر مشـخص، شـرایط دمـا - فشـار آمفیبول‌هـای زمینـه دارای کم‌تـرین فشـار و بـالاترین دمای تشکیل هستند.



شکل ۴-۸- نمودار Al^{iv} در برابر Ti در فرمول ساختاری آمفیبول (برگرفته از هلز[1]، ۱۹۷۳).

[1] Helz



شکل ۴-۹- نمودار تغییرات دما - فشار بر اساس میزان TiO_2 و Al_2O_3 (بر گرفته از ارنست و لیو، ۱۹۹۸).

۴-۳-۲-۲-۲- دماسنج هورنبلند - پلاژیوکلاز

دماسنج هورنبلند - پلاژیوکلاز بر اساس میزان Al^{IV} و Si موجود در موقعیت تترائدر هورنبلند و نوع پلاژیوکلاز همراه آن، در سنگ‌های اشباع از سیلیس است. این دماسنج برای سنگ‌های مربوط به رخساره شیست سبز تا گرانولیت قابل استفاده است (بلوندی و هلند، ۱۹۹۰). همچنین، این روش یکی از روش‌های قابل استفاده در توده‌های نفوذی گرانیتوییدی محسوب می‌شود (آندرسون، ۱۹۹۶). تاکنون سه کالیبراسیون مختلف توسط بلوندی و هلند (۱۹۹۰) و هلند و بلوندی (۱۹۹۴) برای این دماسنج ارائه شده است که دو مورد از آن‌ها بر پایه واکنش ترمولیت - ادنیت یعنی واکنش ۴-۱ و دیگری بر اساس واکنش ادنیت - ریشتریت یعنی واکنش ۴-۲ است:

واکنش ۴-۱:

$$4SiO_2 + NaCa_2Mg_5Si_4(AlSi_3)O_{22}(OH)_2 \Rightarrow NaAlSi_3O_8 + Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$$

(4Quartz + Edenite = Albite + Tremolite)

واکنش ۴-۲:

$$NaCa_2Mg_5Si_4(AlSi_3)O_{22}(OH)_2 + NaAlSi_3O_8 \Rightarrow Na_2(CaNa)Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + CaAl_2Si_2O_8$$

(Edenite + Albite = Richterite + Anorthite)

در ابتدا بلوندی و هلند (۱۹۹۰) یک دماسنج تجربی بسیار ساده بر پایه واکنش ترمولیت - ادنیت (واکنش ۴-۱) ارائه کردند که می‌توان آن را برای سنگ‌های آذرین فلسیک تا حد واسط کوارتزدار که دارای پلاژیوکلاز با $An \leq 0.92$ هستند و میزان Si در فرمول ساختاری هورنبلند آن‌ها کمتر یا مساوی ۷/۸ اتم در

واحد فرمول (p.f.u)[1] است، استفاده نمود. این دماسنج برای دماهای بین ۵۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد کالیبره شده است و فرمول آن به‌صورت زیر است:

$$T(\pm 311°K)=\frac{0.677\times P_{Kbar}-48.98}{-0.0429-0.0083144\times \ln\left\{(\frac{Si-4}{8-Si})\times X_{Ab}^{Plg}\right\}}$$

در این فرمول Si همان تعداد اتم Si موجود در هورنبلند بر حسب p.f.u است و X_{Ab}^{Plg} میزان آلبیت موجود در پلاژیوکلاز است. در هنگام محاسبه دما میزان خطای این فرمول در حدود ±۳۸ درجه سانتی‌گراد است. البته این کالیبراسیون در دماهای بسیار بالا و تنها برای برخی واحدهای سنگی قابل استفاده است (پلی و اشمیت، ۱۹۹۲)؛ لذا هلند و بلوندی (۱۹۹۴) دوباره این دماسنج را کالیبره کردند و آن را به همه اجزایی که در واکنش ادنیت - ترمولیت شرکت می‌کنند تعمیم دادند. با تغییراتی که هلند و بلوندی (۱۹۹۴) بر روی این دماسنج دادند این دماسنج برای سنگ‌های متابازیت کوارتزدار نیز قابل استفاده است:

$$T(\pm 313°K)=\frac{-76.95+0.79\times P_{(Kbar)}+39.4\times X_{Na}^{A}+22.4\times X_{K}^{A}+(41.5-2.89\times P_{(Kbar)})\times X_{Al}^{M2}}{-0.0650-0.0083144\times \ln(\frac{27\times X_{vac}^{A}X_{Si}^{Ti}X_{Ab}^{Plg}}{256\times X_{Na}^{A}X_{Al}^{Ti}})}$$

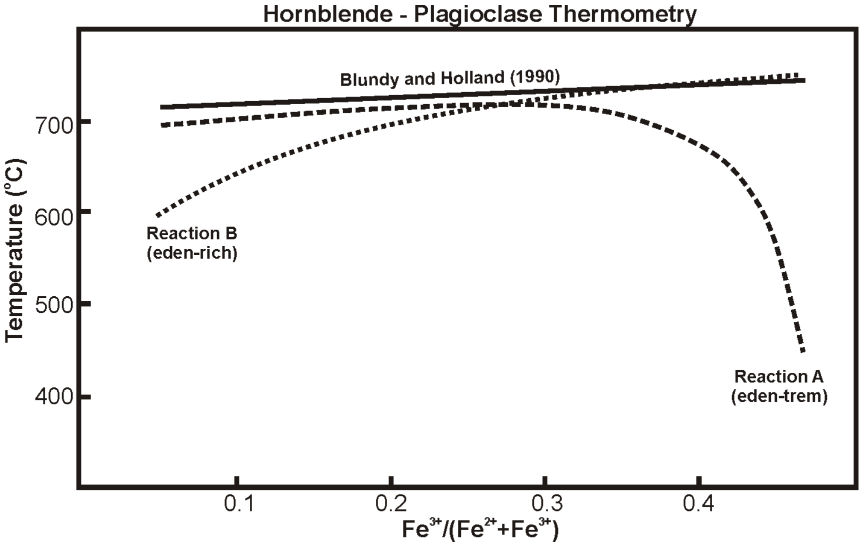
البته این کالیبراسیون به‌دلیل به‌کارگیری پارامترهای زیاد که همه بر دمای محاسبه شده مؤثر هستند، دارای خطا در محاسبات است. این فرمول برای دماهای ۴۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد کالیبره شده و در صورتی بهترین نتیجه را ارائه می‌کند که در پلاژیوکلاز $X_{An}<0.90$ بوده و هورنبلندها هم دارای $Na^{A}>0.02$ p.f.u، $Si=6.0\text{-}7.7$ p.f.u. و $Al^{VI}<1.8$ p.f.u. باشند. این ویژگی‌ها درباره نمونه‌های مورد مطالعه صدق می‌کند.

کالیبراسیون‌های ارائه شده توسط بلوندی و هلند (۱۹۹۰) و هلند و بلوندی (۱۹۹۴) نسبت به مقدار Fe^{3+} در هورنبلند حساس هستند. در شکل ۴-۱۰ حساسیت این دو روش نسبت به مقدار Fe^{3+} برای یک نمونه تونالیتی نشان داده شده است. بر اساس این نمودار، روش قدیمی‌تر بلوندی و هلند (۱۹۹۰) نسبت به تغییرات آهن سه ظرفیتی حساسیت کم‌تری دارد؛ اما درباره کالیبراسیون روش هلند و بلوندی (۱۹۹۴) که بر اساس واکنش ۴-۱ است، در مقادیر $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ بالاتر از ۰/۳، دمای محاسبه شده روند به‌شدت کاهشی نشان می‌دهد.

همچنین، مقایسه این سه روش برای هورنبلندهای آلومینیم بالا ($Al_2O_3>10wt\%$) و آلومینیم پایین ($Al_2O_3<8wt\%$) به‌عنوان شاخص عمق زیاد و کم نشان می‌دهد که نتایج به‌دست آمده از این روش برای آمفیبول‌های با آلومینیم کم در سنگ‌های کم‌عمق برای هر سه روش به هم شباهت دارد اما در فشارهای بالاتر (توده‌های نفوذی پوسته میانی)، دمای به‌دست آمده به‌وسیله روش بلوندی و هلند (۱۹۹۰) به‌طور غیرعادی دماهای بسیار بالایی را نشان می‌دهد. در این حالت، دمای به‌دست آمده از واکنش ۴-۲ هلند و

[1] a.p.f.u.= atom per formula unit

بلوندی (۱۹۹۴) که کم‌ترین دما را محاسبه می‌کند قابل اعتمادترین روش به‌نظر می‌رسد.



شکل ۴-۱۰- تأثیر محتوای Fe^{3+} بر روی دماسنج هورنبلند - پلاژیوکلاز (آندرسون، ۱۹۹۶).

در این مطالعه از ترکیب میانگین کانی‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز در محاسبات استفاده شد؛ اما برای کاهش خطا نتایج آنالیز کانی‌ها با دقت بررسی شده و از آمفیبول‌هایی که مقادیر $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ بالاتر از ۰/۳ داشتند صرف‌نظر شد. فشار مورد استفاده در این روش، فشار به‌دست آمده از روش اشمیت (۱۹۹۲) است. با توجه به وجود کوارتز در نمونه‌ها، روش هلند و بلوندی (۱۹۹۴) و بلوندی و هلند (۱۹۹۰) بر اساس واکنش ترمولیت - ادنیت (واکنش ۴-۱) استفاده شد؛ اما با توجه به این‌که میزان Al_2O_3 آمفیبول‌های مورد مطالعه از ۱۰ درصد وزنی بالاتر است، لذا مقادیر به دست آمده توسط روش بلوندی و هلند (۱۹۹۰) بالاتر از دمای واقعی است. بنابراین، نتایج روش هلند و بلوندی (۱۹۹۴) که دمای قابل‌اعتمادتری را محاسبه می‌کند به‌عنوان دمای این سنگ‌ها در نظر گرفته می‌شود. به این ترتیب، دمای به‌دست آمده برای ادخال‌های آمفیبول درون بخش هسته درشت‌بلورهای گارنت در حدود ۷۴۵ درجه سانتی‌گراد در فشار ۷/۲ کیلوبار و در حاشیه گارنت‌ها در حدود ۶۸۷ درجه سانتی‌گراد در فشار ۶/۴ کیلوبار به‌دست آمد. برای آمفیبول‌های زمینه نیز این مقدار در حدود ۷۲۷ درجه سانتی‌گراد در فشار ۶/۶ کیلوبار است (جدول ۴-۳). روند این تغییرات دما - فشار با روند تغییرات دما - فشار به‌دست آمده در شکل ۴-۹ شباهت دارد. به این ترتیب دمای به‌دست آمده برای آمفیبول - پلاژیوکلازهای زمینه در محدوده دمایی به‌دست آمده برای ادخال‌های بخش هسته و حاشیه گارنت است. همچنین، روند کاهش دما - فشار تشکیل آمفیبول از بخش هسته تا حاشیه گارنت به‌خوبی مشاهده می‌شود.

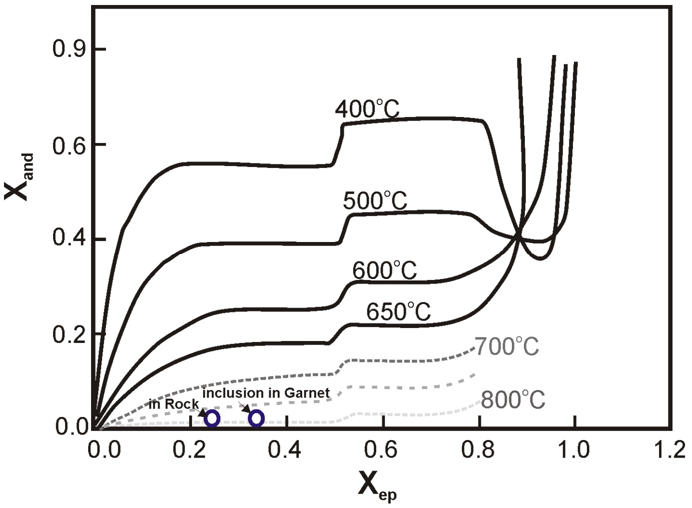
جدول ۴-۳- میانگین دما بر اساس روش دماسنجی پلاژیوکلاز - هورنبلند (میانگین فشار به‌دست آمده از روش اشمیت (۱۹۹۲)) برای توده نفوذی ده‌نو.

Garnet Grain no.		Amphibole inclusions		Matrix
		DH1A- grain b2	DH2	DH2
	Method	Core	Rim	
P (kbar)	Schmidt (1992)	7.2	6.4	6.6
Temperature (°C)	Holland and Blundy (1994)(A)*	720	669	702
	Holland and Blundy (1994)(B)*	745	687	727
	Blundy and Holland (1990)(A)*	884	751	797

* A: edenite + 4 quartz = tremolite + albite; B: edenite + albite = richterite + anorthite

۴-۳-۲-۲-۳- برآورد دمای مذاب بر اساس ترکیب اپیدوت و گارنت

با استفاده از نمودار X_{and} در برابر X_{ep} (شکل ۴-۱۱، برگرفته از پولی و اشمیت، ۲۰۰۴ و منابع آن) و با توجه به توزیع آلومینیم و Fe^{3+} بین محلول جامد گراسولار - آندرادیت و محلول جامد اپیدوت - کلینوزوییزیت در فوگاسیته اکسیژن ثابت بافر هماتیت - مگنتیت می‌توان دمای تبلور تعادلی این دو کانی را تعیین کرد. طبق این روش دمای مذاب میزبان بر اساس شیمی ادخال‌های اپیدوت درون گارنت و اپیدوت‌های زمینه سنگ در حدود ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد بوده است.



شکل ۴-۱۱- توزیع آلومینیم و Fe^{3+} بین محلول جامد گراسولار - آندرادیت و محلول جامد اپیدوت - کلینوزوییزیت در فوگاسیته اکسیژن ثابت بافر هماتیت - مگنتیت (پولی و اشمیت، ۲۰۰۴ و منابع آن). خطوط دمایی ۷۰۰ و ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد بر اساس برون‌یابی رسم شده‌اند (and=andradite; ep=epidote).

۴-۳-۲-۲-۴- دمای انسداد اکسیژن در کوارتز - گارنت و بیوتیت - گارنت

با استفاده از مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی اکسیژن برای کانی‌های گارنت، بیوتیت و کوارتز و بر اساس فرمول‌های $\Delta_{quartz-almandine}=2.71.10^6/T^2$ و $\Delta_{quartz-biotite}=2.16.10^6/T^2$ می‌توان دمای انسداد اکسیژن در کوارتز - گارنت و بیوتیت - گارنت را که مؤید دمای توقف هم‌زمان توزیع و انتشار ایزوتوپ ^{18}O در ساختار این جفت کانی‌ها است محاسبه کرد. بر این اساس میزان $\Delta\delta^{18}O_{qurtaz}$-$\delta^{18}O_{biotite}$ برابر ۴/۷۹ بوده و انسداد اکسیژن بین کوارتز و بیوتیت در ۳۹۸ درجه سانتی‌گراد صورت گرفته است. علاوه بر این، میزان $\Delta\delta^{18}O_{qurtaz}$-$\delta^{18}O_{garnet}$ برابر ۲/۸۷ تا ۶/۲۲

بوده و انسداد اکسیژن بین کوارتز و گارنت در ۳۸۷ تا ۶۹۹ درجه سانتی‌گراد صورت گرفته است (جدول ۴-۴). به این‌ترتیب مشاهده می‌شود که توزیع و انتشار ایزوتوپ ^{18}O در ساختار گارنت در دماهای بالاتری نسبت به بیوتیت صورت گرفته است.

جدول ۴-۴- مقادیر $\delta^{18}O$ دانه‌های گارنت و کوارتز موجود در توده نفوذی ده‌نو و آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد و محاسبه دمای انسداد اکسیژن در کوارتز - گارنت با کمک روش ولی[1] و همکاران (۲۰۰۳).

Sample no.	Rock type	$\delta^{18}O_{garnet}$	$\delta^{18}O_{quartz}$	$\delta^{18}O_{biotite}$	$\delta^{18}O_{quartz}$ - $\Delta\delta^{18}O_{garnet}$	Temperature 1	$\Delta\delta^{18}O_{qurtaz}$-$\delta^{18}O_{biotite}$	Temperature 2
DH2011-1	Dehnow DTG	8.73	11.80	7.01	3.07	666	4.79	398
DH2011-2	Dehnow DTG	8.64	11.51		2.87	699		
DHG2013 -3	Dehnow DTG	8.51	14.73		6.22	387		
DHG2013 -5	Dehnow DTG	8.54	12.20		3.67	586		
KH-2011-2	Khajeh Morad Aplite	10.19	13.66		3.47	611		
KH2013 A1	Khajeh Morad Aplite	10.41	13.67		3.26	638		
KH-2011-1	Khajeh Morad Pegmatite	10.27	13.62		3.35	626		
KH-2011-3	Khajeh Morad Pegmatite	10.31	13.61		3.30	633		
KH2013 1P	Khajeh Morad Pegmatite	10.26	13.57		3.31	632		
KH2013 2P	Khajeh Morad Pegmatite	10.34	13.67		3.33	628		
KH2013 4P	Khajeh Morad Pegmatite	10.14	13.51		3.37	623		

۴-۳-۲-۲-۵- دماسنج گارنت - بیوتیت

همان‌گونه که در بخش‌های قبل به آن اشاره شد، دماسنج گارنت - بیوتیت برای سنگ‌های متاپلیتی ارائه شده و استفاده از آن برای سنگ‌های گرانیتوییدی نیازمند بررسی‌های بیش‌تری است و با توجه به این‌که گرانیت‌های گارنت‌دار با گارنت ماگمایی، فراوانی چندانی ندارند این مطالعات بسیار محدود هستند. آندرسون و همکاران (۲۰۰۸) به امکان استفاده از این روش برای گرانیت‌های پرآلومینوس اشاره کوتاهی کرده‌اند. در برخی از مطالعات مانند هرنگی[2] و همکاران (۲۰۰۱) از کالیبراسیون فری و اسپیر (۱۹۷۸) برای مطالعه ولکانیک‌های آندزیت - داسیتی استفاده شده است. در کاواباتا و تاکافوجی[3] (۲۰۰۵) از کالیبراسیون داسگوپتا و همکاران (۱۹۹۱) برای دماسنجی سنگ‌های ولکانیک داسیتی استفاده شده است. ویلاروس[4] و همکاران (۲۰۰۹) در بررسی گرانیت‌های نوع S کیپ از کالیبراسیون هولداوی (۲۰۰۰) استفاده کردند. بر اساس آندرسون و همکاران (۲۰۰۸)، استفاده از کالیبراسیون گانگولی[5] و ساکسانا (۱۹۸۴) می‌تواند برای گرانیت‌های پرآلومینوس گزینه مناسبی باشد و با کمک آن می‌توان تغییرات دمایی از مرکز تا حاشیه بلورها را بررسی کرده و شرایط دمایی توده هنگام صعود را ارزیابی کرد.

---

[1] Valley

[2] Harangi

[3] Kawabata and Takafuji

[4] Villaros

[5] Ganguly

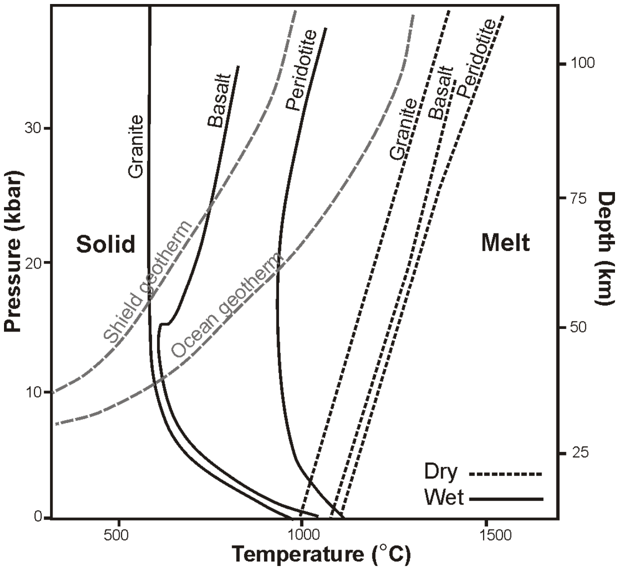
نتایج کاربرد دماسنج گارنت - بیوتیت بر اساس روش‌های مختلف در جدول ۴-۵ آورده شده است. این نتایج مربوط به ادخال‌های بیوتیت درون گارنت و گارنت میزبان آن‌ها و نیز بیوتیت و گارنت‌های هم‌زیست در زمینه سنگ هستند. برای محاسبه دما از نتایج فشارسنجی اشمیت (۱۹۹۲) استفاده شد. میانگین دماهای محاسبه شده برای گارنت - بیوتیت‌های زمینه در فشار ۶/۶ کیلوبار در حدود ۸۲۲ درجه سانتی‌گراد است. میانگین دمای به‌دست آمده برای ادخال‌های بخش هسته و حاشیه گارنت به‌ترتیب ۸۳۶ و ۹۵۷ درجه سانتی‌گراد در فشارهای ۷/۲ و ۶/۴ کیلوبار است. دمای به‌دست آمده برای کانی‌های زمینه سنگ نیز در محدوده دمایی بخش حاشیه و میانی گارنت قرار دارند. این دماها که در حدود ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد بالاتر از دمای به‌دست آمده از روش هورنبلند - پلاژیوکلاز هستند و به دمای تعادلی تبلور گارنت - اپیدوت شباهت دارند و شاید بتوان آن‌ها را به‌عنوان دمای تبلور گارنت و بیوتیت در مذاب (در اعماق بیش‌تری نسبت به عمق تبلور پلاژیوکلاز - آمفیبول) در نظر گرفت؛ اما از سوی دیگر، دماهای به‌دست آمده نشان‌دهنده روند افزایش دما از هسته گارنت تا حاشیه گارنت‌ها هستند، در حالی‌که این روند افزایش دما توسط دماسنج‌های دیگر (که بر اساس شیمی فلدسپار و آمفیبول هستند) تأیید نمی‌شود و در آن‌ها دما از هسته به حاشیه گارنت روند کاهشی دارد.

جدول ۴-۵- میانگین دما بر اساس روش دماسنجی گارنت - بیوتیت در فشارهای میانگین به‌دست آمده از روش فشارسنج آمفیبول در جدول ۴-۲ (a: باتاچاریا و همکاران، ۱۹۹۲ (مدل HW و GS)؛ b: داسگوپتا و همکاران، ۱۹۹۱؛ c: فری و اسپیر، ۱۹۸۷؛ d: هوجز و اسپیر، ۱۹۸۲؛ e: پرچاک و لاورنتوا، ۱۹۸۳؛ f: تامپسون، ۱۹۷۶؛ g: هولداوی و لی، ۱۹۷۷؛ h: هولداوی، ۲۰۰۰) (توده نفوذی ده‌نو).

Grt - Bt Thermometry		T (°C)								
	P (kbar)	a								
		HW	GS	b	c	d	e	f	g	h
Dehnow DTG (matrix)	6.6	768	770	874	896	964	734	832	773	786
Dehnow DTG (DH1A - g1)-rim	6.4	798	803	1093	1166	1166	831	999	907	853
Dehnow DTG (DH1A - g b3)-core	7.2	700	662	929	977	977	766	888	817	811

در میان نتایج به‌دست آمده تنها در روش باتاچاریا و همکاران (۱۹۹۲) (همانند نتایج دمای به‌دست آمده از روش هورنبلند - پلاژیوکلاز) دمای کانی‌های زمینه در محدوده دمایی هسته تا حاشیه گارنت است، اما در سایر روش‌ها دمای کانی‌های زمینه از دمای هسته و حاشیه گارنت در حدود ۲۵ تا ۸۰ درجه سانتی‌گراد کم‌تر است. بنابراین، اگرچه کاربرد این روش ممکن است بتواند در بررسی تعاملات شیمیایی و روند تغییرات عناصر در بین دو زوج کانی گارنت و بیوتیت ماگمایی مفید باشد اما کاربرد کالیبراسیون‌های فعلی برای تعیین دمای تبلور مذاب‌های گرانیتی و استفاده از آن‌ها برای سنگ‌های آذرین نیازمند مطالعات بیش‌تر در کنار سایر روش‌های مرسوم است. شرایط دما - فشار به‌دست آمده برای مذاب DTG از منحنی پایداری گارنت در این سنگ‌ها بالاتر بوده (شکل ۴-۶) و در محدوده دمایی بین ذوب آب‌دار و خشک

گرانیت‌ها در فشارهای بالاتر از ۵ کیلوبار قرار دارد (شکل ۴-۱۲).



شکل ۴-۱۲- نمودار تغییرات دما - فشار - عمق برای ذوب خشک و آب‌دار گرانیت، بازالت و پریدوتیت (پس از وینتر، ۲۰۰۱؛ با اندکی تغییرات).

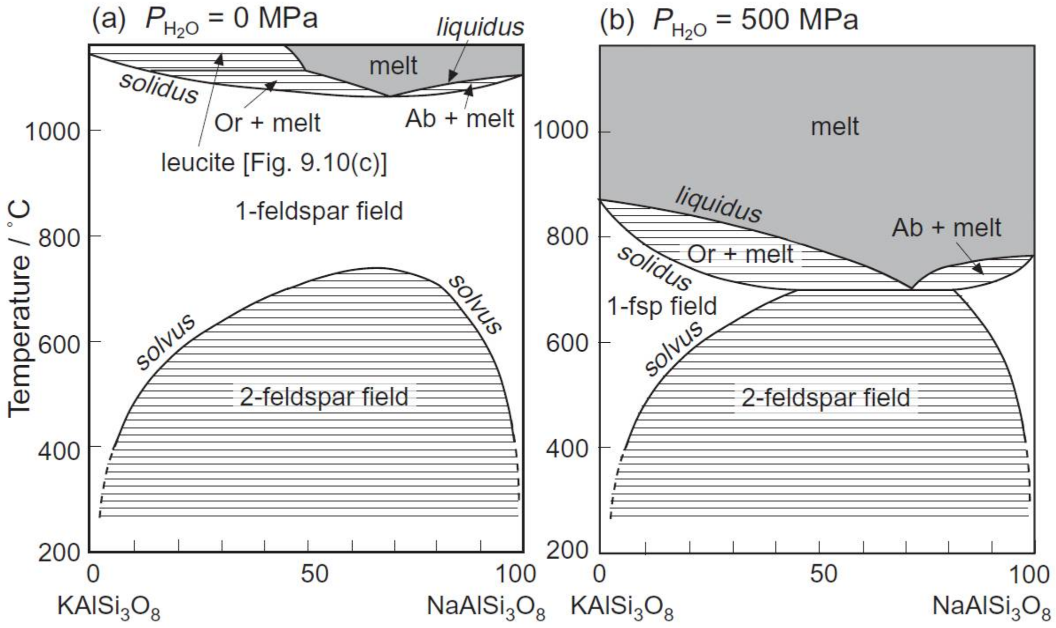
۴-۴- مطالعه دما و فشار تشکیل آپلیت - پگماتیت خواجه‌مراد

بر اساس بررسی مجموعه کانی‌ها، از روش‌های مختلفی برای مطالعه شرایط دما، فشار و محتوای آب در مذاب‌های آپلیت - پگماتیتی خواجه‌مراد استفاده شد که در ادامه به آن‌ها پرداخته می‌شود.

۴-۴-۱- دمافشارسنج آلکالی‌فلدسپار

فلدسپار به‌علت تنوع ترکیبی دارای محدوده‌ای از دماهای ذوب و تبلور است؛ اما به‌طور کلی، می‌توان بالاترین دمای ذوب آن را ۱۱۵۰ تا ۱۳۰۰ درجه سانتی‌گراد در نظر گرفت. البته حضور کانی‌های دیگر و فشار و سیالات می‌توانند دمای ذوب فلدسپار را کاهش دهد. به‌طوری‌که آلکالی فلدسپار در فشار آب ۵ کیلوبار (۵۰۰۰ اتمسفر)، در زیر دمای ۷۵۰ تا ۹۰۰ درجه و در فشار خشک یک اتمسفر در زیر ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه متبلور می‌شود (شکل ۴-۱۳). تشکیل فلدسپارهای سدیک (آلبیت) و پتاسیک (میکروکلین) به‌صورت دو فاز جداگانه (تشکیل پرتیت) بیانگر تشکیل در یک مذاب با فشار بخار آب بالا است (مانند گرانیت‌های ساب‌سولووس[1]).

[1] Subsolvus granites



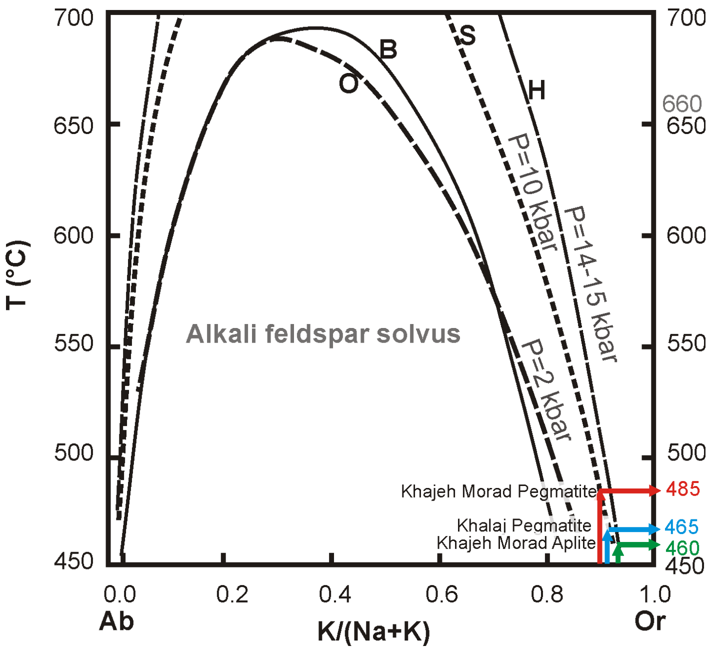
شکل ۴-۱۳- نمودار سیستم آلبیت - ارتوکلاز (گیل[1]، ۲۰۱۰).

در سنگ‌هایی همانند گرانیت، پگماتیت و گنایس که دمای تشکیل آن‌ها نسبت به سنگ‌های بازیک پایین‌تر است یک فاز غنی از سدیم و یک فاز غنی از پتاسیم با خاصیت عدم امتزاج در کنار هم دیده می‌شوند. بر اساس مطالعه تجربی و محاسبات دمایی، بارث[2] (۱۹۵۶) و بارث (۱۹۶۹) توانست محدوده‌های امتزاج را مشخص کند که به‌صورت منحنی سولوس (خط B) در شکل ۴-۱۴ رسم شده‌اند. همچنین، در این شکل بر اساس آزمایش‌های اورویل[3] (۱۹۶۳) در فشار ۲ کیلوبار، منحنی O و طبق مطالعات سک[4] (۱۹۷۲) در فشار ۱۰ کیلوبار، منحنی S ترسیم شده‌اند. نمودار سولوس در فشار ۱۴ تا ۱۵ کیلوبار (H) نیز بر اساس مطالعات هلند و پاول[5] (۲۰۰۳) رسم شده است.

تشکیل فلدسپارهای سدیک (آلبیت) و پتاسیک (میکروکلین) به‌صورت دو فاز جداگانه و تشکیل پرتیت‌های درشت‌بلور در برخی نمونه‌های آپلیت و پگماتیت‌های خواجه‌مراد بیانگر رویداد اکسولوشن فلدسپار سدیک - پتاسیک و افزایش فشار بخار آب (مک‌بیرنی[6]، ۱۹۹۳) در هنگام صعود در مراحل نهایی تبلور مذاب است. این پدیده به‌صورت رشد تدریجی پرتیت در درون فلدسپارهای آلکالن در نمونه‌ها دیده

1 Gill
2 Barth
3 Orville
4 Seck
5 Holland and Powell
6 McBirney

می‌شود (مانند شکل ۳-۳). با توجه به شواهد سنگ‌نگاری (تشکیل پرتیت‌های درشت‌دانه‌تر و فراوان‌تر در پگماتیت نسبت به آپلیت)، مذاب پگماتیتی دارای مقدار فشار بخار آب بالاتر بوده است.



شکل ۴-۱۴: منحنی سولوس برای امتزاج فاز فلدسپار غنی از سدیم و غنی از پتاسیم (منحنی B). منحنی O بیانگر تغییرات ترکیب آلکالی فلدسپارها نسبت به دما در فشار ۲ کیلوبار است (کرتز، ۱۹۹۴). منحنی S نیز برای فشار ۱۰ کیلوبار و منحنی H در فشار ۱۴ تا ۱۵ کیلوبار رسم شده است.

ترکیب میانگین شیمی آلکالی‌فلدسپار برای آپلیت خواجه‌مراد به‌صورت $Ab_{0.68}Or_{0.93}$، برای پگماتیت خواجه‌مراد $Ab_{0.09}Or_{0.91}$ و برای پگماتیت خلج $Ab_{0.10}Or_{0.90}$ است. بر اساس شکل ۴-۱۴، ترکیب این فلدسپارهای آلکالی (در فشار ۱۰ کیلوبار، خط S) بیانگر دمایی در حدود ۴۶۰ درجه سانتی‌گراد برای آپلیت خواجه‌مراد، ۴۸۵ درجه سانتی‌گراد برای پگماتیت خواجه‌مراد و ۴۶۵ درجه سانتی‌گراد برای پگماتیت خلج است. به این ترتیب مشخص می‌شود که دمای مذاب پگماتیتی خواجه‌مراد که از آن فلدسپار متبلور شده از مذاب آپلیتی بالاتر بوده است. البته همان‌گونه که در فصل پنجم به آن اشاره شده است عمق تبلور این سنگ‌ها کم‌تر از ۱۰ کیلومتر بوده است. بنابراین این مذاب‌ها باید در فشارهای به‌مراتب کم‌تر (در حدود ۳ کیلوبار) متبلور شده باشند؛ اما از آنجایی که خطوط فشار ترسیم شده بر روی این نمودار برای سنگ‌های آپلیت - پگماتیت که دارای مقدار بالای سیالات هستند به‌دست نیامده است، دماهای به‌دست آمده توسط این روش نیز از دمای حقیقی مذاب بسیار کم‌تر است.

۴-۴-۲- دماسنج ایزوتوپ پایدار اکسیژن برای کوارتز

داده‌های ایزوتوپی کوارتز - گارنت نشان می‌دهد که دمای انسداد اکسیژن در کوارتز - گارنت (در

حالت انجماد) درون پگماتیت (و نیز آپلیت) خواجه‌مراد در دمایی در حدود ۶۱۱ تا ۶۳۸ درجه سانتی‌گراد روی داده است (جدول ۴-۴). فرمول محاسبه دمای انسداد اکسیژن در کوارتز - گارنت با کمک روش ولی و همکاران (۲۰۰۳) از طریق فرمول $\Delta_{quartz\text{-}almandine}=2.71.10^6/T^2$ محاسبه شده است.

دمای انسداد اکسیژن در کوارتز - گارنت مؤید دمای توقف هم‌زمان توزیع و انتشار ایزوتوپ ^{18}O در ساختار این دو کانی است. از این‌رو، مقدار بالای این دمای انسداد برای آپلیت (به‌طور میانگین ۶۲۴ درجه سانتی‌گراد) و پگماتیت (به‌طور میانگین ۶۲۸ درجه سانتی‌گراد) نیز مؤید پایان انتشار ایزوتوپ ^{18}O است که در مراحل پایانی تبلور کوارتز روی می‌دهد. بنابراین، دمای انسداد از دمای مذابی که این بلورها در آن هستند باید کم‌تر باشد. یعنی دمای مذاب آپلیتی و پگماتیتی به‌ترتیب از دمای متوسط ۶۲۴ و ۶۲۸ درجه سانتی‌گراد بالاتر بوده است. با توجه به دمای ذوب کوارتز خالص (در حدود ۱۶۵۰ درجه سانتی‌گراد)، منحنی ذوب آب‌دار گرانیت‌ها (در حدود ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد در فشار زیر ۱۰ کیلوبار، شکل ۴-۶) و تأثیر سیالات بر کاهش دمای ذوب کانی‌ها و همچنین، فشارهای کم‌تر از ۱۰ کیلوبار در هنگام تشکیل رگه‌های آپلیت - پگماتیت، این دما اندکی بیش‌تر از ۶۴۰ تا بسیار کم‌تر از ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد قابل تصور است. همچنین، شواهد نشان می‌دهد که دمای مذاب پگماتیتی از مذاب آپلیتی اندکی بالاتر بوده است.

۴-۵- خلاصه‌ای از نتایج زمین‌دمافشارسنجی متاپلیت‌ها و سنگ‌های ماگمایی گارنت‌دار

۴-۵-۱- شرایط دماپویای متاپلیت‌های گارنت‌دار خلج و ده‌نو

بررسی کانی‌شناسی و دمافشارسنجی واحدهای متاپلیتی گارنت‌دار مورد مطالعه در مناطق خلج و ده‌نو (جدول ۴-۶) نشان می‌دهد که:

- دگرگونی در هر دو منطقه دارای گستردگی بالا و درجه آن در حد رخساره آمفیبولیت و دگرگونی مجاورتی در حد رخساره هورنبلند هورنفلس بوده است؛
- دمای دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه خلج بین ۴۹۰ تا ۶۰۵ درجه سانتی‌گراد متغیر بوده (جدول ۴-۶) و فشار ۳/۵ تا ۵ کیلوبار است؛
- بر اساس مجموعه کانی‌ها، دمای دگرگونی در سنگ‌های هاله مجاورتی اطراف توده نفوذی خلج در حدود ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار کم‌تر از ۳ کیلوبار بوده است؛
- دگرگونی ناحیه‌ای نسبت به دگرگونی مجاورتی و توده‌های نفوذی تقدم تا هم‌زمانی داشته است؛ به‌طور مثال، نفوذ توده گرانیتوییدی خلج و انتشار حرارتی آن در متاپلیت‌های اطراف موجب افزایش دمای دگرگونی از اوایل رخساره آمفیبولیت به آمفیبولیت میانی شده است.

جدول ۴-۶- مقایسه میانگین نتایج دماسنجی به روش‌های گوناگون برای توده‌های آذرین و دگرگونی مناطق خواجه‌مراد، خلج و ده‌نو.

منطقه	نوع واحد سنگی	Amp	Hbl-Pl	Ep-Grt	Grt-Bt	$\delta^{18}O$
		روش دماسنجی				
خواجه مراد	آپلیت					۶۲۴
	پگماتیت					۶۲۸
ده‌نو (P=6.6 kbar)	توده نفوذی (DTG)	۷۰۰	۷۸۶ -۶۹۵	۸۰۰	۸۲۲	
خلج (P=3.5-5 kbar)	فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست				۵۶۰ تا ۶۰۵	
	استارولیت گارنت میکاشیست				۴۸۹ - ۵۴۷	
ده‌نو (P=1-5 kbar)	آندالوزیت گارنت میکاشیست				۶۰۷-۵۹۶	
	فیبرولیت‌هورنفلس				۵۵۶-۵۴۵	۶۸۹-۳۸۷

- دمای دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه ده‌نو بین ۵۹۶ تا ۶۰۷ درجه سانتی‌گراد و فشار بالاتر از ۳ کیلوبار (۴/۶ تا ۵/۱ کیلوبار) بوده است؛
- نفوذ توده‌های گرانیتوییدی در منطقه خلج و ده‌نو موجب متاسوماتیسم در این متاپلیت‌ها شده و یک هاله دگرگونی مجاورتی در اطراف توده تشکیل شده است که رخنمون‌های محدودی از آن قابل نمونه‌برداری است (شایان ذکر است که علاوه بر هورنفلس در بخش شمال‌غرب توده نفوذی ده‌نو، رخنمون محدودی از اسکارن نیز مشاهده می‌شود که بیانگر ماهیت کلسیتی رسوبات اولیه در این بخش از منطقه است و بر اساس تاریخچه تکتونیکی منطقه می‌توان آن‌ها را به رسوبات آهکی کف دریای پالئوتتیس نسبت داد). رخساره این دگرگونی در مناطق خلج و ده‌نو با رخساره هورنبلند هورنفلس شباهت دارد؛
- در مناطق خلج و ده‌نو، هورنفلس‌ها دارای دمای کم‌تری نسبت به متاپلیت‌ها هستند که به‌دلیل تأثیر آبگون‌های مشتق شده از توده نفوذی عامل مهم و مؤثری در کاهش دمای پایداری کانی‌ها شده و مجموعه کانی‌هایی با دمای پایداری کم‌تر را در این سنگ‌ها به‌وجود آورده است؛
- در فواصل دورتر (پس از هورنفلس‌ها) با دور شدن از توده‌های نفوذی خلج و ده‌نو که آبگون‌ها نفوذ و تعاملات کم‌تری با سنگ‌های اطراف داشته‌اند، می‌توان تأثیرات دمایی توده را بر کانی‌شناسی سنگ‌ها مشاهده کرد. به‌طوری‌که کانی‌های با محدوده دمای پایداری بیش‌تر، به‌ویژه در فاصله نزدیک‌تری نسبت به توده تشکیل شده‌اند؛
- محدوده دمایی منسوب به میکاشیست‌ها که در فاصله نزدیکی به توده مونزوگرانیتی خلج قرار دارند تا حدود زیادی به منحنی ذوب آب‌دار گرانیت نزدیک شده است و این می‌تواند گویای نقش ذوب رسوبات و تشکیل مذاب‌های نوع S در این منطقه باشد.

۴-۵-۲- شرایط دماپویای مذاب گرانیتوییدی گارنت‌دار ده‌نو

مطالعه گرانیتویید گارنت‌دار در منطقه ده‌نو نشان می‌دهد که با توجه به نمودار ذوب آب‌دار گرانیت و بر اساس کاربرد روش‌های مختلف دماسنجی و فشارسنجی، مذاب گرانیتویید ده‌نو در محدوده فشار تقریباً ۶ تا ۷ کیلوبار و دمای تقریباً ۷۰۰ تا ۸۲۰ درجه سانتی‌گراد در حال تبلور بوده است (جدول‌های ۴-۳ و ۴-۴). این شرایط دما - فشار از شرایط دما - فشار منحنی پایداری گارنت در این سنگ‌ها بالاتر بوده (شکل ۴-۶) و در محدوده دمایی بین ذوب آب‌دار و خشک گرانیت‌ها در فشارهای بالاتر از ۵ کیلوبار قرار دارد (شکل ۴-۱۲).

با توجه به ماهیت ماگمایی گارنت، بررسی ادخال‌های درون گارنت کمک بسیاری به درک تغییرات دما، فشار، فوگاسیته و آب مذاب می‌کند. مطالعه ادخال‌های درون گارنت نیز نشان می‌دهد دما و فشار تبلور این

کانی‌ها نیز فراتر از درجات دگرگونی ثبت شده در منطقه بوده و در محدوده ذوب مذاب‌های گرانیتی آب‌دار است. بر اساس بررسی ادخال‌های درون گارنت (از بخش‌های مرکزی تا حاشیه) می‌توان گفت که مذاب گرانیتوییدی در هنگام تبلور گارنت به‌طور نسبی با افت دما، فشار و افزایش فوگاسیته اکسیژن و محتوای آب مواجه بوده است. کاهش دما، فشار و افزایش میزان آب گویای صعود مذاب از اعماق زیاد به سمت اعماق کم‌تر و یا تأثیر آبگون‌های آزاد شده از ورقه فرورونده در محل فرورانش است. از سوی دیگر، با توجه به فریرا[1] و همکاران (۲۰۰۳)، وجود اپیدوت‌های ماگمایی بیانگر تبلور در فشارهای بالا یا صعود و انتقال سریع مذاب است، زیرا صعود آرام مذاب سبب حل و جذب اپیدوت پیش از اتمام تبلورش در مذاب می‌شود. شرایط دما و فشار میانگین حاکم بر تبلور کانی‌های زمینه سنگ با شرایط تبلور کانی‌ها در بخش‌های میانه تا حاشیه بلور گارنت شباهت زیادی دارد و نشان‌دهنده تبلور نسبتاً هم‌زمان آن‌ها است.

[1] Ferreira

۴-۵-۳- شرایط دماپویای آپلیت - پگماتیت خواجه‌مراد

بررسی دماهای ۶۲۴ و ۶۲۸ درجه سانتی‌گراد که از روش دماسنجی ایزوتوپی برای انسداد اکسیژن در بلور گارنت و کوارتز (که کم‌تر از دمای تبلور این سنگ‌ها است) به‌دست آمده (جدول ۴-۶) بر روی نمودار دما - فشار (شکل ۴-۱۲) و مقایسه آن‌ها با منحنی ذوب آب‌دار گرانیت‌ها (شکل ۴-۶) نشان می‌دهد که این شرایط دمایی از منحنی پایداری گارنت در این سنگ‌ها بالاتر بوده و در محدوده دمایی بین ذوب آب‌دار و خشک گرانیت‌ها در فشارهای نزدیک به ۵ کیلوبار قرار دارد (شکل ۴-۱۲). با توجه به ورنون (۲۰۰۴)، در آپلیت‌های خواجه‌مراد، اندازه کوچک دانه‌ها بیانگر افت سریع محتوای آب یا دیگر مواد فرار، در اثر کاهش فشار بوده (جانز و تاتل[1]، ۱۹۶۲) که موجب افزایش هسته‌زایی[2] (N) در مقایسه با رشد بلورها[3] (G) و در نتیجه دانه‌ریزتر شدن بافت سنگ شده است؛ اما در مقابل، پگماتیت‌ها آب و یا مواد فرار دیگر را در خود نگه می‌دارند و در نتیجه مانع هسته‌زایی شده و در مقابل رشد هسته‌های بلورین محدود موجود در مذاب را سرعت می‌بخشند که بافت دانه‌درشت‌تری را در پگماتیت‌های خواجه‌مراد به‌وجود آورده‌اند (N:G کم‌تر). بنابراین، تشکیل آپلیت‌های دانه‌ریز در کنار پگماتیت‌هایی با ترکیب شیمیایی مشابه نشان‌دهنده این است که هر دو نوع سنگ به‌طور هم‌زمان و در دمای نسبتاً مشابه اما با میزان متفاوت مواد فرار مذاب متبلور شده‌اند. بررسی شرایط دما و محتوای آب مذاب برای نمونه‌های آپلیت - پگماتیت نیز نشان می‌دهد که مذاب آپلیتی خواجه‌مراد دارای دما و محتوای آب کم‌تری نسبت به مذاب پگماتیتی منطقه خواجه‌مراد و خلج بوده است.

[1] Jahns and Tuttle

[2] Nucleation

[3] Growth

فصل پنجم

ژئوشیمی سنگ‌کل و پتروژنز

۵-۱- پیشگفتار

در این بحث از ترکیب شیمیایی سنگ‌کل و کانی‌ها برای طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین و بیان تغییرات بین نمونه‌ها، تعیین خاستگاه، روند و سری ماگمایی و محیط تکتونوماگمایی گرانیتوییدها در مناطق خواجه‌مراد، خلج و ده‌نو استفاده می‌شود. همچنین، به خاستگاه و شیمی رگه‌های آپلیت - پگماتیت منطقه خواجه‌مراد و سنگ‌های متاپلیتی مناطق خلج و ده‌نو اشاره خواهد شد.

۵-۲- سنگ‌های آذرین

گرانیت‌ها یکی از گروه‌های سنگی عمده تشکیل‌دهنده پوسته قاره‌ای هستند که مطالعه آن‌ها می‌تواند اطلاعات بسیار مفیدی درباره تکتونیک و تحولات گوشته تا پوسته بالایی ارائه کند. در این مطالعه، دیوریت - تونالیت - گرانودیوریت ده‌نو، گرانودیوریت و مونزوگرانیت خلج - خواجه‌مراد و آپلیت - پگماتیت خواجه‌مراد از دیدگاه‌های مختلفی رده‌بندی شده و ژئوشیمی و خاستگاه و محیط تشکیل آن‌ها بررسی می‌شود. بر اساس داده‌های سن‌سنجی اورانیم - سرب

توسط میرنژاد و همکاران (۲۰۱۳) و کریم‌پور و همکاران (۲۰۱۰) (جدول ۲-۱)، توده‌های آذرین منطقه بر اساس توالی تشکیل عبارت‌اند از:

(۱) گرانودیوریت (GD) خواجه‌مراد تا قشلاق (۲۱۲ تا ۲۱۷ میلیون سال پیش)؛

(۲) دیوریت - تونالیت - گرانودیوریت (DTG) ده‌نو (۲۱۵ تا ۲۱۷ میلیون سال پیش)؛

(۳) مونزوگرانیت (MG) جنوب خلج تا خواجه‌مراد (۱۹۹ تا ۲۰۵ میلیون سال پیش)؛

(۴) رگه‌های آپلیت (A) - پگماتیت (P) خلج تا خواجه‌مراد (۲۰۵ میلیون سال پیش).

در منطقه خلج تا خواجه‌مراد برون‌زدهایی از گرانودیوریت در ارتباط با مونزوگرانیت‌ها و آپلیت - پگماتیت‌های این مناطق مشاهده می‌شود.

۵-۲-۱- ژئوشیمی سنگ‌کل و طبقه‌بندی گرانیتوییدهای خواجه‌مراد، خلج و ده‌نو

۵-۲-۱-۱- ژئوشیمی عناصر اصلی سنگ‌کل گرانیتوییدهای خواجه‌مراد، خلج و ده‌نو

نتایج آنالیز مودال و ژئوشیمیایی سنگ‌کل گرانیتوییدهای خواجه‌مراد، خلج و ده‌نو به‌ترتیب در پیوست‌های ۸ و ۹ آورده شده است. به‌منظور بررسی بهتر، از داده‌های مربوط به گرانودیوریت در جنوب خواجه‌مراد و بخشی از داده‌های مونزوگرانیت محدوده خلج تا خواجه‌مراد مورد مطالعه میرنژاد و همکاران (۲۰۱۳) نیز استفاده شده است.

به‌منظور رده‌بندی سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه مورد مطالعه، ترکیبی از روش‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی بر اساس آنالیز مودال، شیمی سنگ کل و ترکیب نرماتیو آن، اساس رده‌بندی‌های مورد استفاده هستند. بر اساس مطالعات میکروسکوپی و آنالیز مودال نمونه‌ها، نمونه‌های منطقه ده‌نو دارای ترکیب دیوریت - تونالیت - گرانودیوریت (DTG) بوده و در منطقه خلج تا خواجه‌مراد نمونه‌ها دارای ترکیب غالباً مونزوگرانیت (MG) و رخنمون‌های محدودی نیز دارای ترکیب گرانودیوریت (GD) هستند. این تنوع سنگی با شواهد صحرایی که در فصل دوم به آن اشاره شد تطابق دارد.

بر اساس آنالیز ژئوشیمیایی سنگ‌کل، مقدار SiO_2 گرانیتویید DTG ده‌نو دارای تغییراتی در حدود ۵۵ تا ۶۷ درصد وزنی بوده و در محدوده سنگ‌های حد واسط تا اسیدی قرار دارد. نمونه‌های MG برداشت شده از منطقه خلج تا خواجه‌مراد دارای ۷۲ تا ۷۳ درصد SiO_2 و GD برداشت شده از خواجه‌مراد دارای ۶۱ تا ۷۰ درصد SiO_2 بوده و در محدوده سنگ‌های اسیدی قرار دارند.

طبق نمودار کاکس[1] و همکاران (۱۹۷۹) برای طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین درونی بر اساس میزان K_2O، Na_2O و SiO_2 (شکل ۵-۱-A)، نمونه‌های ده‌نو غالباً دارای ترکیب دیوریت تا کوارتزدیوریت و نمونه‌های خلج - خواجه‌مراد، مونزوگرانیتی هستند. همچنین، نمونه‌های جنوب خواجه‌مراد در محدوده کوارتزدیوریت

[1] Cox

- گرانیت قرار دارند. در این طبقه‌بندی علاوه بر مرزبندی بین انواع سنگ‌ها، محدوده سنگ‌های آلکالن و ساب آلکالن نیز از هم جدا می‌شود (میاشیرو[1]، ۱۹۷۸). نمونه‌های مورد مطالعه ده‌نو در نزدیکی محدوده گرانودیوریت تا دیوریت و در محدوده ساب‌آلکالن قرار گرفته‌اند.

بر روی نمودار نرماتیو Q'ANOR اشتریکایزن و لی‌مایتره[2] (۱۹۷۹) نمونه‌های توده نفوذی منطقه ده‌نو در محدوده دیوریت - تونالیت - گرانودیوریت و نمونه‌های برداشت شده از خلج در محدوده مونزوگرانیت قرار گرفته‌اند (شکل ۵-۱-B). نمونه‌های برداشت شده در منطقه خواجه‌مراد نیز برخی دارای ترکیب گرانودیوریت و برخی مونزوگرانیتی هستند. همان‌گونه که در مبحث مطالعات صحرایی گفته شد در منطقه خواجه‌مراد، در مجاورت با مونزوگرانیت، گرانودیوریت نیز دیده می‌شوند (در فصل‌های دوم و سوم به روابط صحرایی این سنگ‌ها اشاره شده است). مقادیر نرماتیو محاسبه شده در پیوست ۱۰ آورده شده‌اند.

در طبقه‌بندی دولارش[3] و همکاران (۱۹۸۰) که برای رده‌بندی سنگ‌های آذرین درونی مناسب است از تمامی عناصر اصلی و شیمی سنگ کل به استثنای اکسیژن به‌صورت پارامترهای کاتیونی برای تفکیک گرانیتوییدهای مناطق مختلف استفاده می‌شود. در این نمودار (شکل ۵-۱-C) نمونه‌های ده‌نو در محدوده دیوریت - تونالیت - گرانودیوریت، نمونه‌های خلج در محدوده گرانیت و نمونه‌های خواجه‌مراد به‌صورت تفکیک شده در محدوده گرانیت و گرانودیوریت قرار دارند.

بر اساس نمودارهای جدیدتر میدل‌موست[4] (۱۹۹۴) (شکل‌های ۵-۱-D و E)، نمونه‌های ده‌نو در محدوده کوارتزدیوریت، تونالیت تا گرانودیوریت و نمونه‌های خلج در محدوده گرانیت (نزدیک به محدوده کوارتزمونزونیت) قرار گرفته‌اند. نمونه‌های مربوط به خواجه‌مراد در محدوده‌های گرانودیوریت و گرانیت قرار گرفته‌اند.

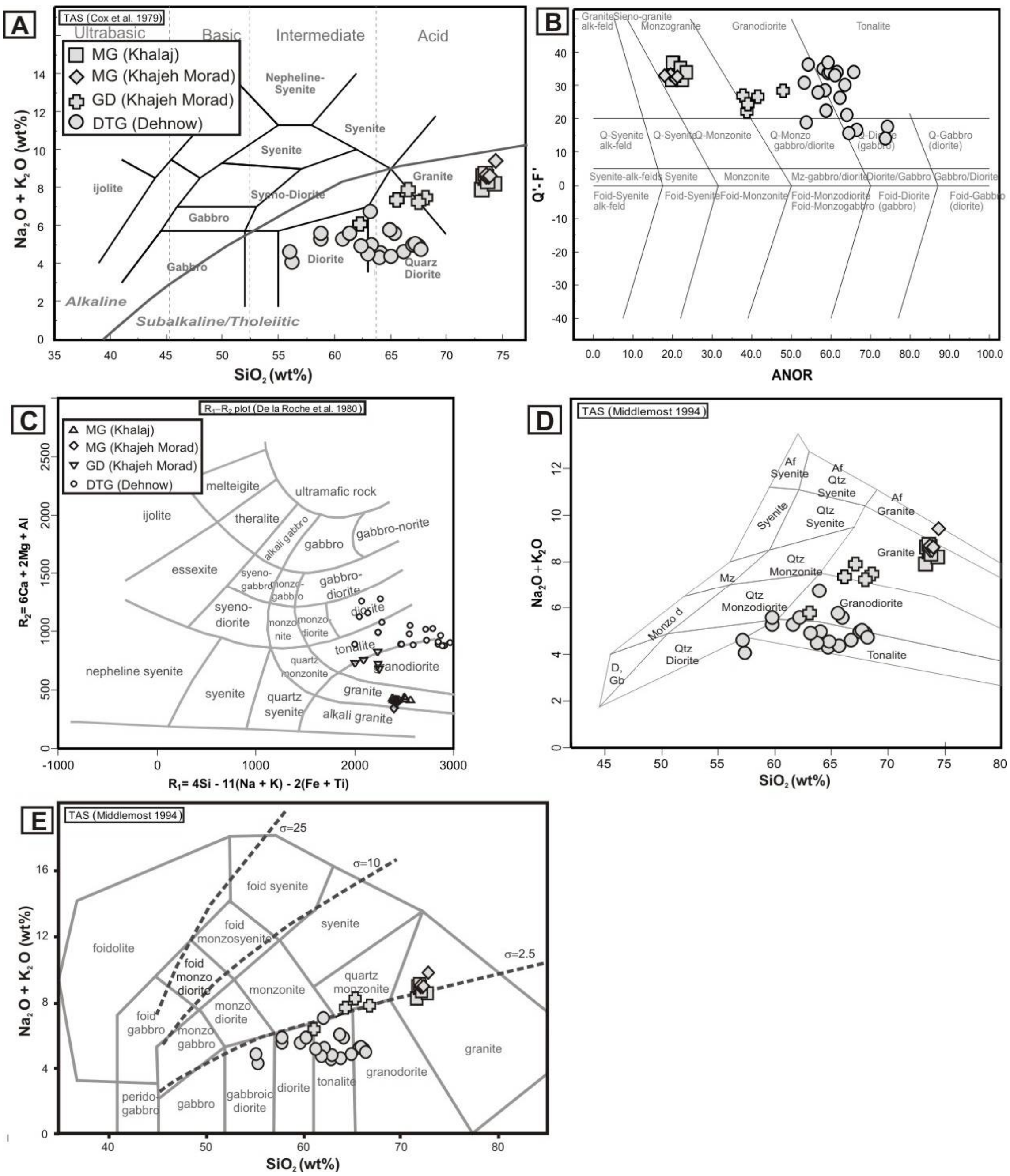
استفاده از نمودار An-Ab-Or (شکل ۵-۲-A) که بر اساس ترکیب نرماتیو سنگ‌کل رسم شده است، نشان می‌دهد که نمونه‌های ده‌نو دارای ترکیب دیوریت - تونالیت - گرانودیوریت؛ نمونه‌های خلج، گرانیت و نمونه‌های خواجه‌مراد در محدوده گرانیت و گرانودیوریت قرار دارند. بر روی نمودار اشتریکایزن (QAP) ترکیب مودال نمونه‌های توده نفوذی DTG منطقه ده‌نو (پیوست ۸) بیانگر ترکیب دیوریت تا تونالیت - گرانودیوریت است (شکل ۵-۲-B).

[1] Miyashiro

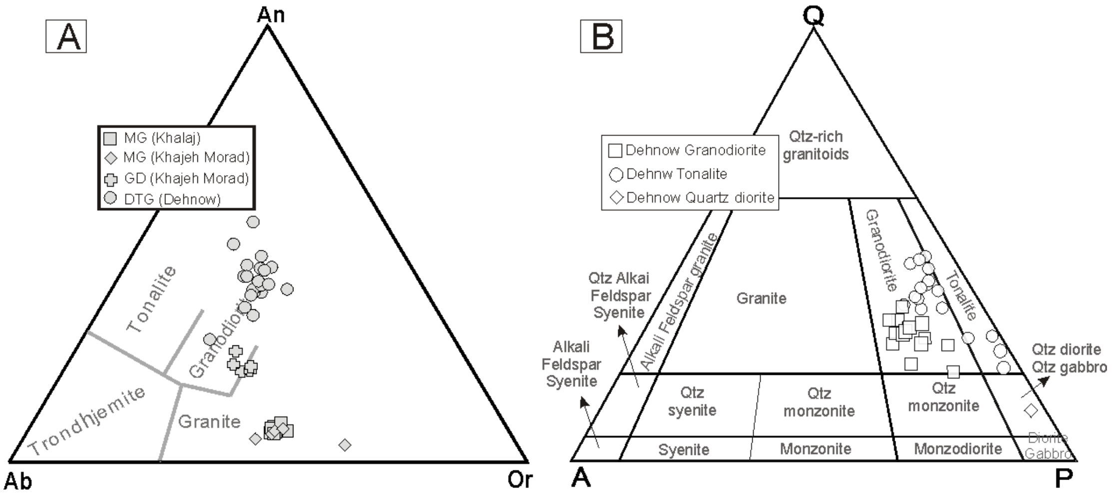
[2] Streckeisen and Le Maitre

[3] De La Roche

[4] Middlemost



شکل ۵-۱- (A) نمودار دومتغیره مجموع آلکالی در برابر SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)؛ (B) نمودار نرماتیو Q'ANOR (اشتریکایزن و لی‌مایتره، ۱۹۷۹) (agr: alkali feldspar granite, sgr:syenogranite, mzgr:monzogranite, gd: granodiorite, ton: tonalite, q-mz: quartz monzonite, q-mzd: quartz monzodiorite, mzd: monzodiorite, and gab:gabbro.)؛ (C) نمودار R1-R2 (دولاروش و همکاران، ۱۹۸۰)؛ (D) (E) نمودار دومتغیره مجموع آلکالی در برابر SiO_2 (میدل‌موست، ۱۹۹۴).



شکل ۵-۲- (A) نمودار ترکیب نرماتیو An-Ab-Or (بست[1]، ۲۰۰۳، با تغییراتی پس از بارکر[2]، ۱۹۷۹)؛ (B) نمودار ترکیب مودال QAP بر اساس رده‌بندی IUGS (اشتریکایزن، ۱۹۷۴).

بررسی تغییرات عناصر اصلی در سنگ‌های مورد مطالعه، می‌تواند در خصوص تحولات ماگمایی از جمله روند یا روندهای شیمیایی احتمالی در تبلور ماگما اطلاعات و نتایج با ارزشی را فراهم سازد. در این میان برای پی بردن به روند تغییرات عناصر اصلی، معمولاً از نمودارهای هارکر[3] (۱۹۰۹) استفاده می‌شود، زیرا با توجه به تغییرات در روندهای نمایش داده شده، می‌توان نشانه‌هایی از عملکرد فرآیندهای مهم ماگمایی مانند تبلور تفریقی، آلودگی پوسته‌ای، ذوب بخشی و اختلاط ماگمایی را ردیابی کرد (ویلسون[4]، ۱۹۸۹). علاوه بر این با بهره‌گیری از این نمودارها و با توجه به چگونگی تغییرات ترکیب شیمیایی در بین سنگ‌های مختلف یک توده آذرین (تغییرات تدریجی در مقابل نبود و ناپیوستگی ترکیبی) می‌توان به وجود یا عدم وجود خویشاوندی بین آن‌ها پی برد. علاوه بر نمودارهای هارکر، جهت بررسی فراوانی و تغییرات عناصر اصلی در سنگ‌های آذرین (به‌ویژه انواع مافیک و اولترامافیک) عموماً از نمودارهای فنر (تغییرات MgO به‌عنوان شاخص تفریق در برابر سایر عناصر اصلی) نیز استفاده می‌شود.

از نظر عناصر اصلی، نمونه‌های DTG منطقه دهنو و GD خواجه‌مراد دارای میزان Al_2O_3، TiO_2، $Fe_2O_3^*$، MnO، MgO، CaO و P_2O_5 بالاتر و K_2O و Na_2O کم‌تری نسبت به نمونه‌های MG محدوده خلج و خواجه‌مراد هستند (شکل ۵-۳). بررسی تغییرات عناصر اصلی در برابر SiO_2 و MgO نشان‌دهنده روندهای تفریق در نمونه‌های مورد مطالعه است (شکل‌های ۵-۳ و ۵-۴). در DTG منطقه دهنو با افزایش

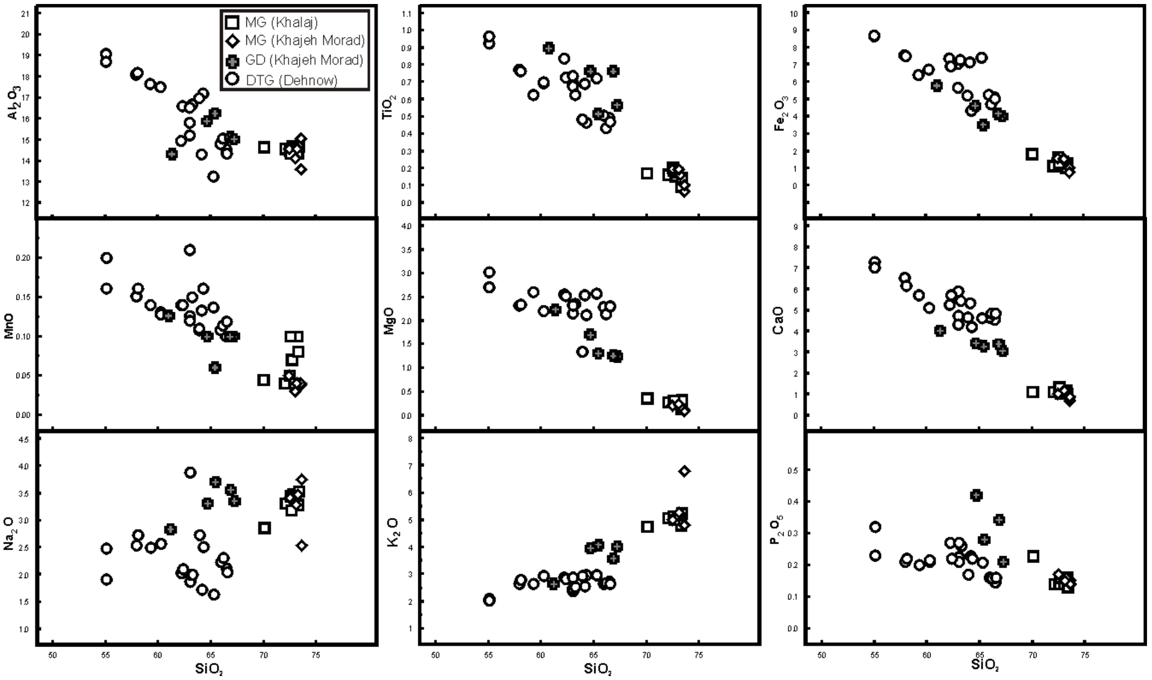
[1] Best

[2] Barker

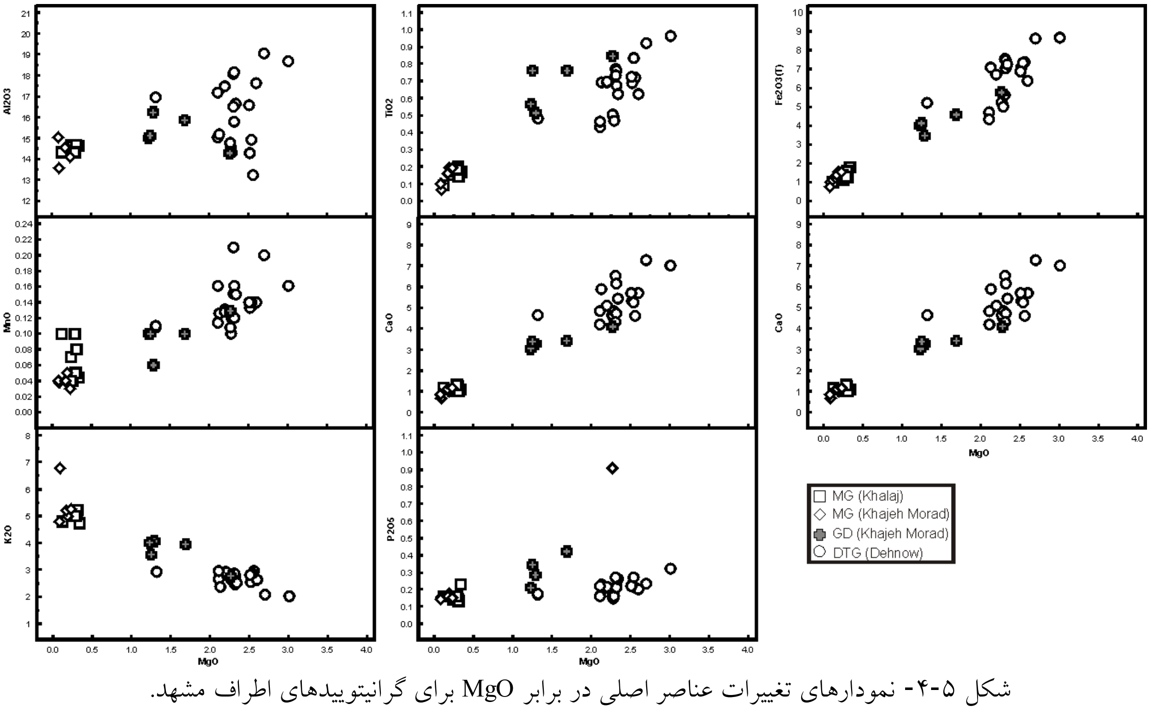
[3] Harker

[4] Wilson

میزان SiO_2 میزان عناصر آلومینیم، تیتانیم، آهن، منیزیم، منگنز، کلسیم و فسفر روند کاهشی نشان می‌دهد؛ اما نمونه‌های گرانیتویید مناطق خلج تا خواجه‌مراد از نظر عناصر مذکور بسیار تهی‌شده‌تر هستند.



شکل ۵-۳- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر SiO_2 برای گرانیتوییدهای اطراف مشهد.



شکل ۵-۴- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر MgO برای گرانیتوییدهای اطراف مشهد.

نمونه‌های GD خواجه‌مراد نیز به نمونه‌های DTG منطقه ده‌نو شباهت زیادی دارند اما تهی‌شده‌تر

هستند. در مقابل عناصر سدیم و کلسیم در نمونه‌های DTG ده‌نو روند روشنی نشـان نمی‌دهنـد، امـا میـزان آن‌ها در نمونه‌های MG خلج و MG و GD خواجه‌مراد بیش‌تر از نمونه‌های ده‌نو است. میـزان LOI نیـز در نمونه‌های ده‌نو بیش‌تر است که می‌تواند نشان‌دهنده فراوانی بالاتر کانی‌های آب‌دار در این سنگ‌ها باشد.

تغییرات عناصر اصلی در مقابل MgO (نمودارهای دو متغیره فنر) به‌عنـوان یکـی از شـاخص‌های مهـم تفریق محسوب می‌شود. البته MgO یک متشکله اصلی فازهای جامد در حال تعادل با مـذاب‌های مافیـک - اولترامافیک است، از این‌رو شکسته شدن فازهای MgO دار در خلال فرآیند ذوب بخشی یا تفکیک آن‌ها در طی تبلور جزءبه‌جزء، می‌تواند تغییرات قابل توجهی را سبب شود (رولینسون[1]، ۱۹۹۳؛ ویلسـون، ۱۹۸۹). بـر روی این نمودارها بین تغییرات MgO با عناصر تیتانیم، آلومینیم، آهن، منگنز و کلسیم وابستگی خوبی دیـده می‌شود. در نمونه‌های مورد مطالعه میزان MgO که به‌خوبی بـین نمونـه‌های DTG ده‌نـو و نمونـه‌های MG خلج و خواجه‌مراد تفکیک بالایی ایجاد کرده، بیانگر تفریق یافتگی بالاتر نمونه‌های MG خلج و خواجـه‌مراد است. نمونه‌های GD خواجه‌مراد نیز با وجود شباهت زیادی که به نمونه‌های اسیدی‌تر DTG ده‌نو دارند، اما نسبت به نمونه‌های ده‌نو تفریق یافتگی بیش‌تری نشان می‌دهند و دارای مقادیر آلومینیم، آهن، منیزیم، منگنـز و کلسیم کم‌تر و مقادیر پتاسیم و سدیم بیش‌تری هستند. از سوی دیگر انفصال ژئوشیمیایی مشخصی که بین سنگ‌های DTG منطقه ده‌نو و MG خلج - خواجه‌مراد و GD خواجه‌مراد دیده می‌شود به دلیل تفاوت‌هـای کانی‌شناسی و شیمیایی این سنگ‌ها کاملاً منطقی بوده و با توجه به اختلاف سن آن‌ها (جدول ۲-۱) می‌تواند نشانه‌ای از منشأ ماگمایی جداگانه یا حداقل رخداد فرآیندهای ماگمـایی متفـاوت در طـی تکـوین و تحـول مجموعه آذرین منطقه باشد.

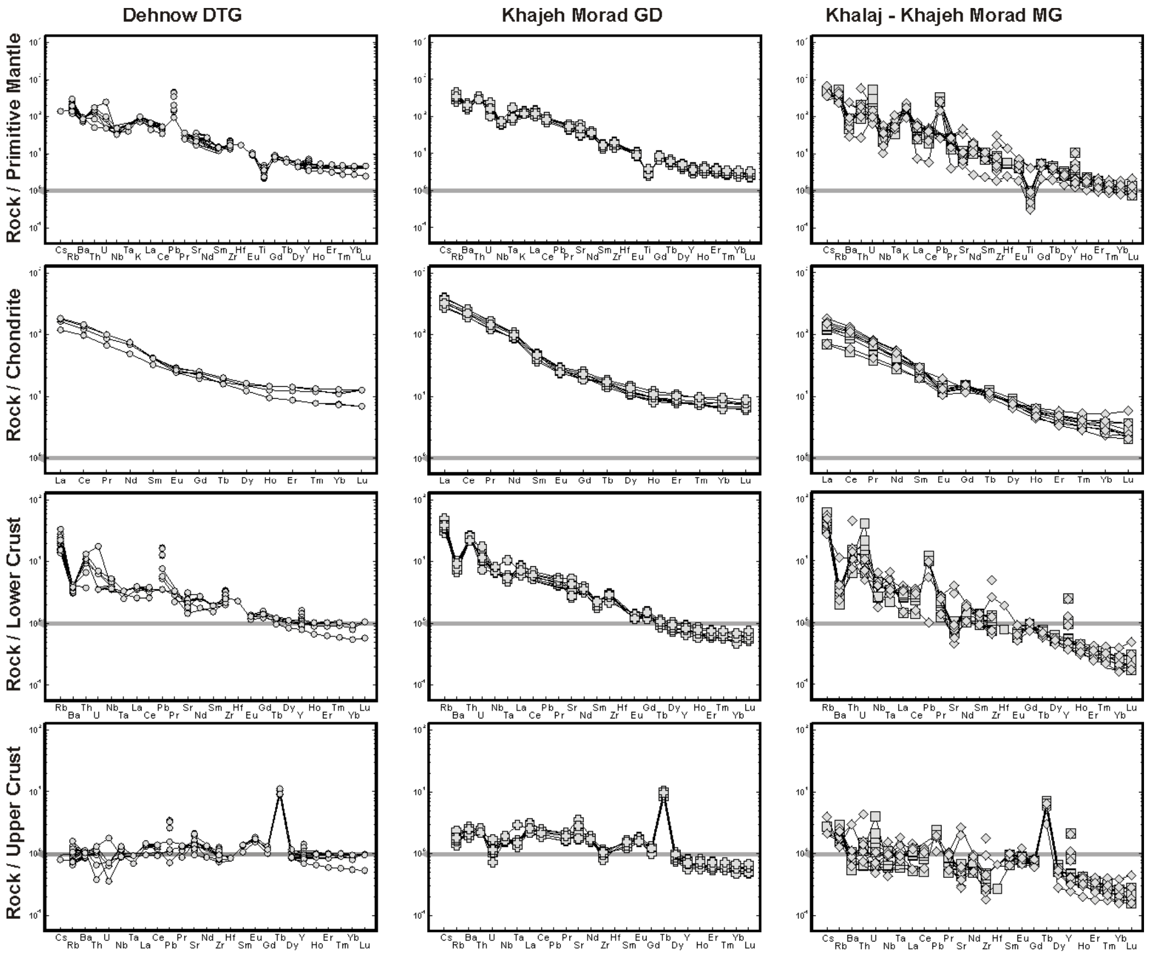
عناصر نادرخاکی به دلیل تحرک بسیار کم‌تـر در محیط‌هـای زمـین‌شناسـی (دگرگـونی و آلتراسـیون) و تفکیک به‌وسیله فرآینـدهای سـنگ‌شناسـی و زمـین‌شناسـی، در بررسـی تحـولات ماگمـایی و مـدل‌سـازی پتروژنتیکی به نحو مؤثری مورد استفاده قرار می‌گیرند (رولینسـون، ۱۹۹۳). بـرای بررسـی عناصـر فرعـی در گرانیتوییدهای جنوب مشهد از نمودارهای به‌هنجارسازی استفاده شـد (شـکل ۵-۵). مطالعـه عناصـر فرعـی گرانیتوییدها نشان می‌دهد که در مقایسه با ترکیب گوشته اولیه و کندریت، این سنگ‌ها از نظـر همـه عناصـر فرعی غنی‌شدگی نشان می‌دهند، اما در مقایسه با مقدار عناصـر HREE (شـامل Gd، Tb، Dy، Y، Yb و Lu)، عناصـر LILE (شـامل Th، Cs، Zr، Ba، Sr و Rb) و LREE (شـامل La، Ce، Nd، Sm و Eu) غنی‌شـدگی بیشتری نشان می‌دهند (شکل ۵-۵). این امر با فراوانی کانی‌های فلدسپار و مقدار کم کانی‌های فرومنیزین در این سنگ‌ها هماهنگی دارد. البته با توجه به حضور مقادیری گارنت (به‌عنوان یک کـانی دارای HREE بـالا) در نمونه‌های ده‌نو، مقدار HREE در این سنگ‌ها به‌طور نسبی، اندکی بیش‌تر از نمونه‌های سایر مناطق است؛

---

[1] Rollinson

اما به‌طور کلی میزان غنی‌شدگی از عناصر HREE در نمونه‌های DTG ده‌نو و GD خواجه‌مراد بیش‌تر از نمونه‌های MG خلج - خواجه‌مراد است. در حقیقت، در مقایسه با نمونه‌های DTG ده‌نو و GD خواجه‌مراد، میزان شیب بالاتر الگوی عناصر در نمونه‌های MG خواجه‌مراد - خلج بیانگر میزان کم‌تر HREE و میزان بالاتر عناصر LREE و LILE در این سنگ‌ها است. با توجه به این‌که عناصر MREE (شامل Eu تا Dy) فراوانی بالایی نداشته و الگوی محدب نشان نمی‌دهند (در نمودار به‌هنجار شده نسبت به کندریت)، می‌توان گفت که احتمالاً آمفیبول و گارنت در هنگام تولید و جدایش مذاب سازنده این سنگ‌ها حضور داشته و موجب کاهش نسبی مقدار MREE شده است. افزایش آنومالی منفی تیتانیم از سمت نمونه‌های DTG ده‌نو و GD خواجه‌مراد به‌سمت نمونه‌های MG خلج - خواجه‌مراد بیانگر روند افزایش تفریق در این سنگ‌ها است. بررسی نمونه‌های DTG ده‌نو نیز نشان می‌دهد که مقدار LREE از سمت ترکیبات گرانودیوریتی به سمت ترکیبات تونالیت و دیوریتی کاهش یافته اما میزان عناصر HREE و تیتانیم افزایش یافته است.

بر اساس مقایسه ترکیب عناصر فرعی این سنگ‌ها با ترکیب میانگین پوسته زیرین، میزان عناصر HREE در نمونه‌های DTG ده‌نو و GD خواجه‌مراد نسبت به ترکیب پوسته زیرین اندکی تهی‌شدگی نشان می‌دهند، اما عناصر LILE و LREE همچنان غنی‌شدگی دارند. در مورد نمونه‌های MG خلج - خواجه‌مراد، نمونه‌ها از نظر HREE تهی‌شده‌تر از پوسته زیرین هستند، اما LREE و LILE به‌مراتب بالاتری دارند. در مقایسه با ترکیب پوسته بالایی نیز الگوی نمونه‌های DTG ده‌نو و GD خواجه‌مراد (به‌ویژه در منطقه ده‌نو) نسبتاً مسطح است، اما نمونه‌های MG خلج - خواجه‌مراد تا حدودی تهی‌شدگی نشان می‌دهند (به‌ویژه از نظر عناصر HREE). همچنین، بررسی میزان آنومالی یوروپیم نشان‌دهنده آنومالی منفی یوروپیم در همه نمونه‌های گرانیتویید مورد مطالعه است. مقادیر به‌دست آمده *Eu/Eu برای نمونه‌های DTG ده‌نو ۰/۶۹ - ۰/۹۷، برای GD خواجه‌مراد ۰/۵۹ - ۰/۸۲ و برای نمونه‌های MG خلج - خواجه‌مراد ۰/۳۳ - ۰/۷۱ است. عنصر Eu دارای ظرفیت‌های Eu^{2+} و Eu^{3+} بوده و نسبت آن‌ها به فوگاسیته اکسیژن بستگی دارد. در فوگاسیته کم اکسیژن، این عنصر به‌صورت Eu^{2+} معمولاً در ساختمان فلدسپارها به‌راحتی جانشین Ca^{2+} و در مواردی Sr^{2+} شده و در نتیجه، با تفریق فلدسپارها (به‌ویژه پلاژیوکلازهای غنی از کلسیم) مذاب باقیمانده از این عنصر تهی می‌شود. از این رو، میزان *Eu/Eu بالاتر در نمونه‌های DTG ده‌نو می‌تواند به‌دلیل فوگاسیته کم‌تر اکسیژن نسبت به GD منطقه خواجه‌مراد و MG خلج - خواجه‌مراد و یا میزان بالاتر نسبت پلاژیوکلاز به پتاسیم فلدسپار در این سنگ‌ها باشد.



شکل ۵-۵- نمودارهای به‌هنجارسازی برای گرانیتوییدهای مشهد، داده‌های به‌هنجارسازی برای گوشته اولیه و کندریت برگرفته از مک‌دوناف و سان[1] (۱۹۹۵) و داده‌های ترکیب پوسته مربوط به تیلور و مک‌لنن[2] (۱۹۸۱) هستند.

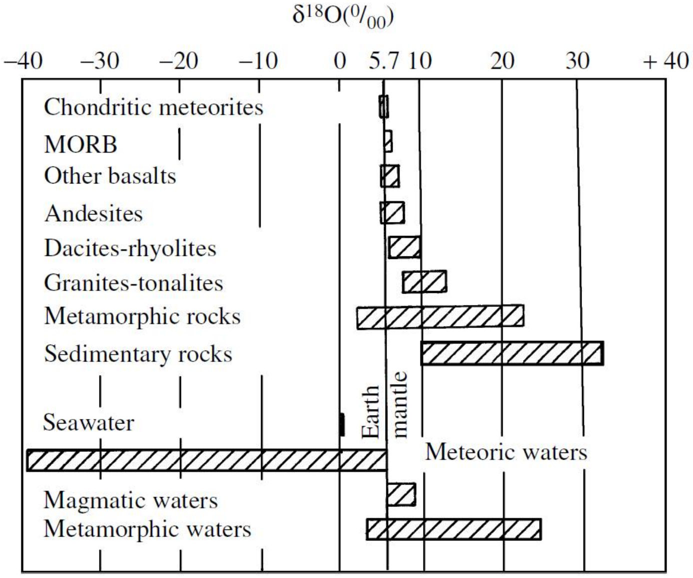
داده‌های ایزوتوپی Sm، Nd، Sr و Rb موجود برای واحدهای سنگی مورد مطالعه در پیوست ۱۱ آورده شده‌اند. همچنین، داده‌های ایزوتوپ پایدار اکسیژن برای سنگ‌های آذرین و دگرگونی ده‌نو در پیوست ۱۲ آورده شده‌اند. بر اساس داده‌های ایزوتوپی، نسبت ایزوتوپی $^{87}Rb/^{86}Sr$ در نمونه‌های GD خواجه‌مراد (۰/۷۰۶۹۳۵ تا ۰/۷۰۸۶۴۹) و پس از آن در DTG ده‌نو (۰/۷۰۹۸۸۹ تا ۰/۷۱۰۹۰۵) کم‌ترین، اما در MG خواجه‌مراد (۰/۷۲۰۰۱۳ تا ۰/۷۲۶۲۲۰) بیش‌ترین مقدار را دارد. همچنین، نسبت ایزوتوپی $^{147}Sm/^{144}Nd$ در نمونه‌های GD خواجه‌مراد (۰/۵۱۲۳۲۶ تا ۰/۵۱۲۳۶۱) و پس از آن در DTG ده‌نو (۰/۵۱۲۱۹۵ تا ۰/۵۱۲۲۸۶) بیش‌ترین، اما در MG خواجه‌مراد (۰/۵۱۲۲۱۳ تا ۰/۵۱۲۲۴۹) کم‌ترین مقدار را دارد.

داده‌های ایزوتوپ اکسیژن برای گارنت، بیوتیت و کوارتز درون نمونه‌های DTG ده‌نو به‌دست آمده

---
[1] McDonough and Sun

[2] Taylor and McLennan

است (پیوست ۱۲). بر اساس فرمول فوریه و هریس[1] (۲۰۱۱)، مقدار $\Delta_{quartz-magma}$ = ۱/۱‰ است. از این‌رو، مقدار $\delta^{18}O$ برای کوارتز بیانگر این است که مذاب اولیه دارای $\delta^{18}O$ برابر ۱۰/۴، ۱۰/۷، ۱۱/۱ و ۱۳/۶ پرمیل بوده است. این مقادیر $\delta^{18}O_{magma}$ با مقادیر متداول در سنگ‌های گرانیت - تونالیتی هم‌خوانی دارد (شکل ۵-۶).



شکل ۵-۶- ترکیب ایزوتوپی سنگ‌ها و آب‌های طبیعی (بست، ۲۰۰۳؛ با تغییراتی پس از رولینسون، ۱۹۹۳ و تیلور و شپرد[2]، ۱۹۸۶).

۵-۲-۱-۲- تعیین سری ماگمایی گرانیتوییدهای خواجه‌مراد، خلج و ده‌نو

تعیین سری ماگمایی مجموعه‌های سنگی یک ناحیه در مطالعات سنگ‌شناسی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است، به‌طوری‌که نوع سری ماگمایی سازنده سنگ‌ها می‌تواند به‌عنوان کلیدی اساسی در حل مسائل پتروژنز و به‌خصوص موقعیت ژئودینامیکی منطقه مورد توجه قرار گیرد. برای تعیین سری‌های ماگمایی در مباحث سنگ‌شناسی، از نمودارهای متعددی استفاده می‌شود که از آن جمله می‌توان به نمودار مثلثی AFM (ایروین، باراگار[3]، ۱۹۷۱)، نمودار FeO*/MgO در برابر SiO_2 (میاشیرو، ۱۹۷۴)، نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (پکریلو و تیلور[4]، ۱۹۷۶) و نمودار Th در برابر Co (هستی[5] و همکاران، ۲۰۰۷) اشاره کرد (شکل ۵-۷).

در نمودارهای AFM، FeO*/MgO در برابر SiO_2 نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکالن قرار دارند (شکل‌های ۵-۷-A و ۵-۷-B). در نمودار AFM همه نمونه‌ها با روند تقریباً خطی به‌موازات خط K_2O+Na_2O-FeO*

---

1 Fourie and Harris

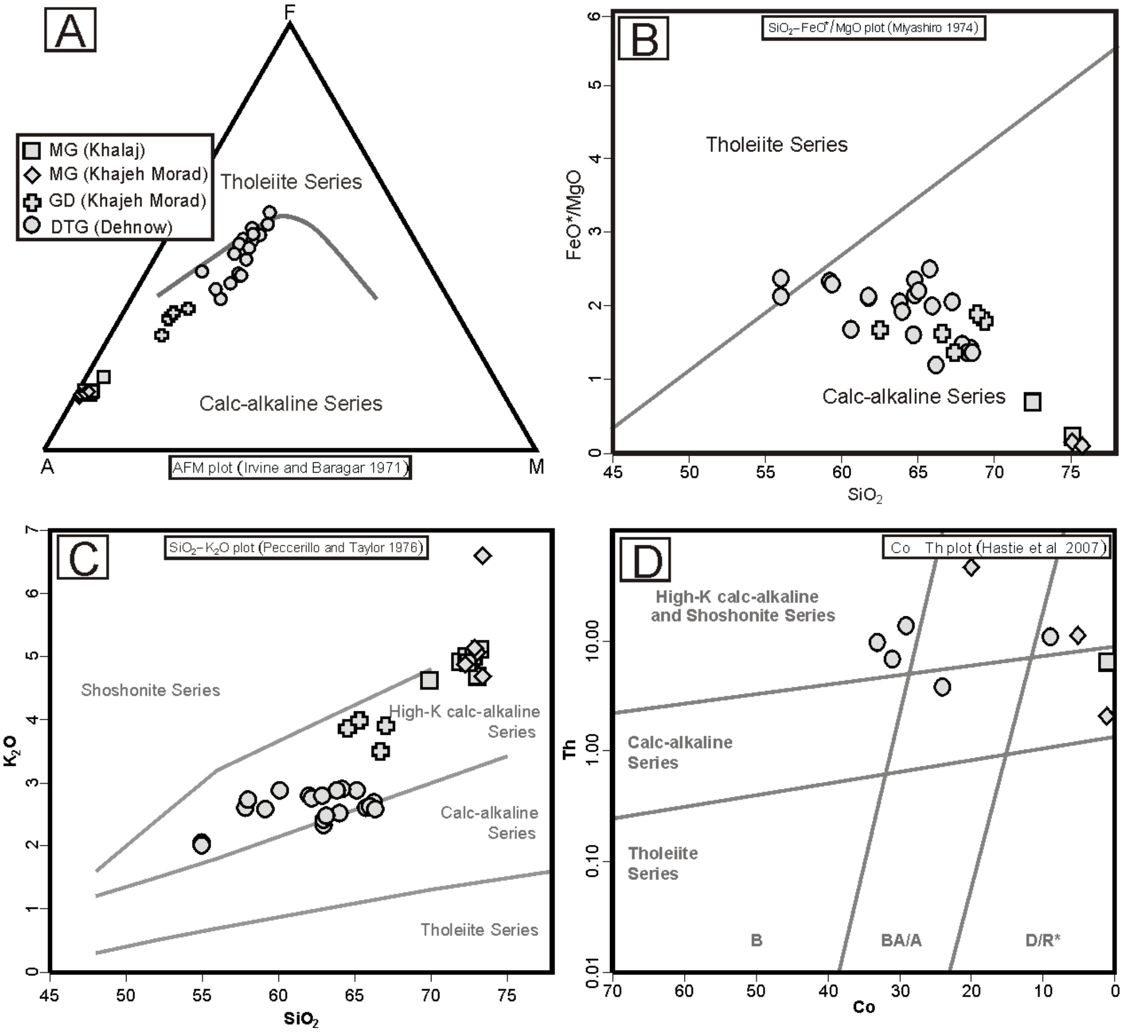
2 Taylor and Sheppard

3 Irvine and Baragar

4 Peccerillo and Taylor

5 Hastie

آرایش یافته‌اند (شکل ۵-۷-A). طبق نظر کونو[1] (۱۹۶۸)، هنگامی که فشار بخشی اکسیژن در آغاز تبلور پایین باشد آهن ماگما وارد سیلیکات‌ها نمی‌شود بلکه در ترم‌های حدواسط متمرکز می‌گردد. بنابراین منحنی‌های مربوط به چنین سری‌هایی در ترم‌های حدواسط به سمت قطب FeO کشیده می‌شود. لی‌مایتره (۱۹۷۶) توصیه نموده است که تفسیر روندهای روی نمودار AFM باید با احتیاط صورت گیرد. قرارگیری برخی از نمونه‌های مورد مطالعه در مرز دو محدوده ترکیبی ناشی از تأثیر آلایش این نمونه‌ها با مواد متاپلیتی پوسته زیرین و یا دگرسانی‌های بعدی است که این سنگ‌ها متحمل شده‌اند.

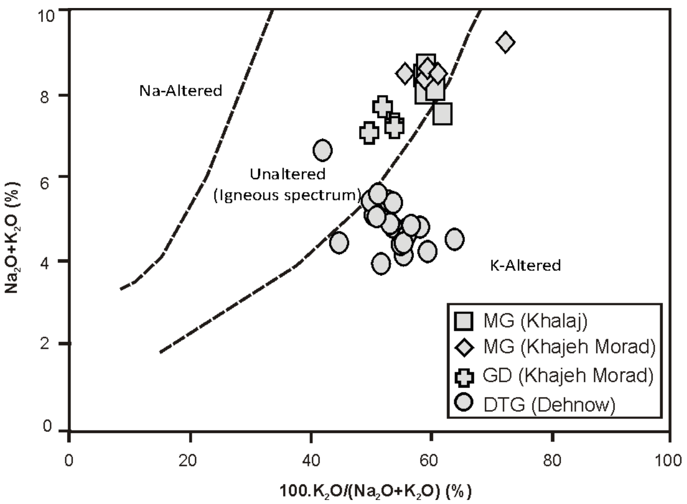


شکل ۵-۷- (A) نمودار AFM (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)؛ (B) نمودار FeO^*/MgO در برابر SiO_2 (میاشیرو، ۱۹۷۴)؛ (C) نمودار K_2O در برابر SiO_2 (پکریلو و تیلور، ۱۹۷۶)؛ (D) نمودار Th در برابر Co (هستی و همکاران، ۲۰۰۷).

در نمودار K_2O در برابر SiO_2 نیز همه نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکالن پتاسیم بالا قرار گرفته‌اند و

[1] Kuno

برخی از نمونه‌های DTG ده‌نو وارد محدوده کالک‌آلکالن با پتاسیم متوسط شده‌اند (شکل ۵-۷-C). در نمودار Th در برابر Co، گرانیتوییدها در محدوده کالک‌آلکالن پتاسیم بالا تا کالک‌آلکالن با پتاسیم حد واسط قرار دارند (شکل ۵-۷-D). بررسی نمونه‌ها در نمودار هوگز[1] (۱۹۷۳) نشان می‌دهد که DTG ده‌نو تا حدودی دچار دگرسانی پتاسیک شده اما سایر نمونه‌ها دگرسان نشده‌اند. در نتیجه، در نمودارهای K_2O در برابر SiO_2 نمونه‌های DTG ده‌نو که ترکیب حدواسط و تونالیت - دیوریتی دارند نیز ماهیت کالک‌آلکالن پتاسیم بالا نشان می‌دهند (شکل ۵-۸).



شکل ۵-۸- ترکیب گرانیتوییدهای جنوب مشهد بر روی نمودار طیف سنگ‌های آذرین (هوگز، ۱۹۷۳).

۵-۲-۱-۳- درجه اشباع‌شدگی از آلومینیم گرانیتوییدهای خواجه‌مراد، خلج و ده‌نو

درجه اشباع مذاب از آلومینیم به‌ویژه در تعیین منشأ ماگمای گرانیتوییدی به‌عنوان یک عامل شاخص پذیرفته شده و از اهمیت بالایی برخوردار است. شاند[2] (۱۹۵۱) و هیندمن[3] (۱۹۸۵) بر اساس مقدار آلومینیم سنگ‌ها را به چهار دسته پرآلومینه، متاآلومینه، ساب‌آلومینه و پرآلکالن تقسیم نمودند. امروزه سنگ‌ها را بر اساس میزان اشباع از آلومینیم به سه گروه پرآلومینه ($A/CNK>1$)، متاآلومینه ($A/CNK<1$ و $A>NK$) و پرآلکالن ($A/CNK<1$ و $A<NK$) تقسیم می‌کنند (کلارک[4]، ۱۹۹۲). به نظر چاپل و وایت[5] (۱۹۷۴) درجه اشباع از آلومینیم نشانه ماهیت و طبیعت موادی است که گرانیت‌ها از آن منشأ گرفته‌اند. اساس تعیین این عامل مقادیر مولکولی CaO، K_2O، Na_2O و Al_2O_3 است. مقادیر A/CNK و A/NK در پیوست ۹ آورده شده‌اند.

---

[1] Hughes

[2] Shand

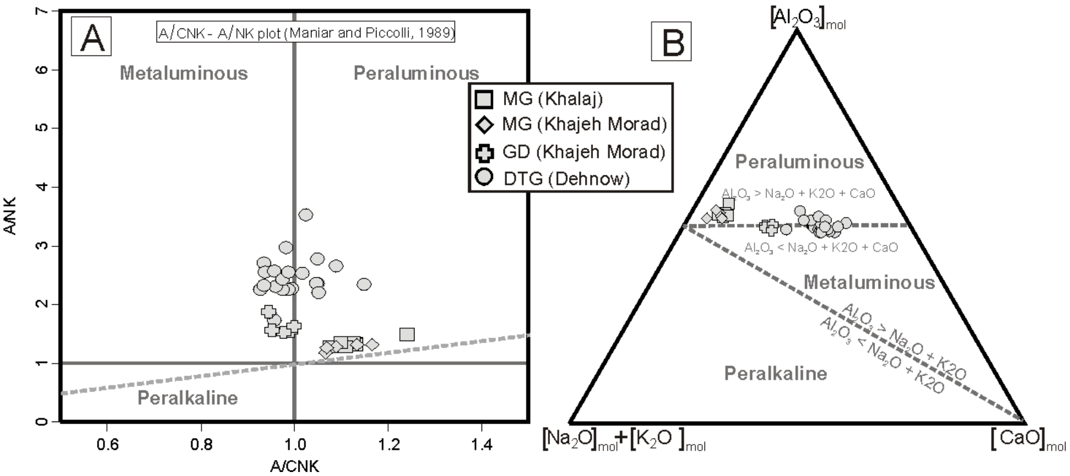
[3] Hyndman

[4] Clarke

[5] Chappel and White

بررسی نمونه‌ها بر روی نمودارهای مانیار و پیکولی[1] (۱۹۸۹) و گیل[2] (۲۰۱۰) نشان می‌دهد که (شکل ۵-۹) اغلب نمونه‌های DTG ده‌نو و GD خواجه‌مراد در محدوده متاآلومینوس قرار دارند و تنها تعداد محدودی از آن‌ها وارد محدوده پرآلومینوس شده‌اند؛ اما نمونه‌های MG خلج - خواجه‌مراد دارای ماهیت پرآلومینوس هستند.

ویلاسکا[3] و همکاران (۱۹۹۸) از نمودار A-B (شکل ۵-۱۰) برای بررسی درجه اشباع‌شدگی از آلومینیم گرانیتوییدها استفاده کردند. در این نمودار نقش عناصر آهن، منیزیم و تیتانیم در تفکیک گرانیتوییدهای کم تا بسیار پرآلومینوس استفاده شده است. بر اساس این نمودار، نمونه‌های DTG ده‌نو غالباً متاآلومینوس بوده و برخی نیز پرآلومینوس متوسط هستند. GD خواجه‌مراد نیز در محدوده متاآلومینوس قرار دارند اما برخی از آن‌ها به مرز گرانیتوییدهای کم پرآلومینوس و برخی به مرز گرانیتوییدهای پرآلومینوس فلسیک نزدیک‌تر شده‌اند. نمونه‌های MG خلج و خواجه‌مراد نیز به‌طور متمایزی در محدوده گرانیتوییدهای پرآلومینوس فلسیک قرار گرفته‌اند.

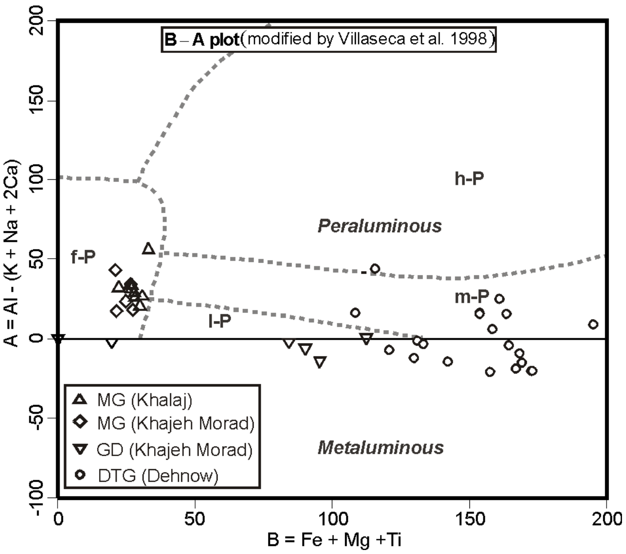


شکل ۵-۹- ترکیب گرانیتوییدهای جنوب مشهد؛ (A) نمودار A/NK در برابر A/CNK (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹)؛ (B) نمودار سه‌تایی بر اساس Al_2O_3، CaO، Na_2O و K_2O مولار (گیل، ۲۰۱۰).

1 Maniar and Piccoli

2 Gill

3 Villaseca



شکل ۵-۱۰- ترکیب گرانیتوییدهای جنوب مشهد بر روی نمودار A-B (ویلاسکا و همکاران، ۱۹۹۸) (f-P: گرانیتوییدهای فوق فلسیک پرآلومینوس، I-P: گرانیتوییدهای کم پرآلومینوس، m-P: گرانیتوییدهای متوسط پرآلومینوس، h-P: گرانیتوییدهای بسیار پرآلومینوس).

۵-۲-۱-۴- خاستگاه و محیط تکتونیکی

در این بحث ابتدا به‌وسیله ویژگی‌های کانی‌شناسی و نمودارهای ژئوشیمیایی به بررسی نوع توده گرانیتوییدی مورد مطالعه پرداخته و سپس با استفاده از نمودارهای متمایزکننده محیط تکتونیکی و با تکیه بر شواهد زمین‌شناسی، خصوصیات ژئوشیمیایی و ویژگی‌های سنگ‌شناسی، جایگاه تکتونیکی و خاستگاه ماگمایی توده GD خواجه‌مراد، MG خواجه‌مراد - خلج و DTG ده‌نو مطالعه شده است. رژیم تکتونیکی، ارتباط نسبی با تکتونیک یا دگریختی ناحیه‌ای، ترکیب شیمیایی و مودال، منبع زایش، عمق تبلور نهایی، سازوکار برآمدن این توده‌ها و پتانسیل معدن‌زایی از جمله معیارهایی هستند که در رده‌بندی‌ها در نظر گرفته می‌شوند.

در طی سال‌ها، خاستگاه و رده‌بندی گرانیت‌ها موضوع اصلی بسیاری از مطالعات بوده است (مانند چاپل و وایت، ۱۹۷۴؛ باربارین[1]، ۱۹۹۹؛ فروست[2] و همکاران، ۲۰۰۱ و دیگران). برای اولین بار چاپل و وایت (۱۹۷۴) بر اساس مشاهدات سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی گرانیت‌های کمربند چین‌خورده لاچلان[3] (در جنوب‌شرقی استرالیا) را به‌صورت انواع I و S رده‌بندی کردند. بر این اساس، خاستگاه گرانیت‌های نوع I عبارت‌اند از: (۱) مراحل ابتدایی تبلور بخشی مذاب‌های گوشته‌ای؛ (۲) ذوب‌بخشی مستقیم سنگ‌های با خاستگاه گوشته‌ای در پوسته و (۳) ذوب گوشته‌ای که ترکیب آن در اثر مذاب‌های غنی از سیلیس (رگه‌های پیروکسنیتی) متحول شده است. بنابراین، مواد اولیه که در تشکیل مذاب‌های I شرکت می‌کنند دارای ماهیت

---

[1] Barbarin

[2] Frost

[3] Lachlan Fold Belt (LFB) granitoids

ژئوشیمیایی بازالتی تا آندزیتی هستند (چاپل و وایت، ۱۹۹۲؛ پیچر[1]، ۱۹۹۳).

۵-۲-۱-۴-۱- خاستگاه توده‌های گرانیتوییدی خواجه‌مراد، خلج و ده‌نو

متداول‌ترین رده‌بندی برای خاستگاه گرانیت‌ها تقسیم‌بندی گرانیت‌ها به انواع I و S است که در ادامه بحث به بررسی آن‌ها پرداخته خواهد شد. به‌منظور مقایسه، در پیوست ۱۳ ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I و S (گیل، ۲۰۱۰) آورده شده است.

- بر اساس چاپل و وایت (۱۹۷۴)، درحالی‌که میزان SiO_2 گرانیت‌های نوع S بیش‌تر از ۶۰ درصد وزنی است اما توده DTG ده‌نو مانند گرانیتوییدهای نوع I، دارای طیف وسیعی از SiO_2 (دیوریت - تونالیت - گرانودیوریت) است.

مطالعات تجربی چاپل و همکاران (۲۰۱۲) نشان داده است که در دماهای بالای ذوب‌بخشی، کلینوپیروکسن و ترکیبات کلسیم‌دار دیگر، در منشأ ذوب شده و موجب متاآلومینوس شدن مذاب‌های حاصل می‌شوند. از این‌رو، گرانیت‌های نوع I دارای ماهیت متاآلومینوس هستند و گرانیت‌های نوع S ماهیت پرآلومینوس دارند. به‌این‌ترتیب گرانیتوییدهای DTG ده‌نو و GD خواجه‌مراد که ماهیت متاآلومینوس نشان می‌دهند شباهت زیادی به گرانیت‌های نوع I دارند (شکل ۵-۱۱-A، B و C). همچنین، مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه با نمونه‌های نوع I و S کمربند چین‌خورده لاچلان و نیز چندین مثال از گرانیتوییدهای نوع I جهان نشان‌دهنده عدم شباهت نمونه‌های DTG ده‌نو و GD خواجه‌مراد با گرانیتوییدهای نوع S است (شکل ۵-۱۱-D).

اگرچه پس از تبلور، درجاتی از دگرسانی پتاسیک تا حدودی بر سنگ‌های ده‌نو تأثیر گذاشته است، اما حتی اگر سنگ منشأ این گرانیتوییدها دارای مقادیر K_2O در حدود نصف مقادیر فعلی نیز می‌بود (یعنی تقریباً ۱ درصد وزنی)، نسبت A/CNK این سنگ‌ها افزایش چندانی پیدا نمی‌کرد و وارد محدوده ترکیبی گرانیت‌های نوع S (که دارای A/CNK>1 هستند) نمی‌شد. البته برخی از نمونه‌ها تا حدودی ماهیت پرآلومینوس نشان می‌دهند که این پدیده را می‌توان به‌صورت زیر توجیه نمود:

(۱) بر اساس الیس و تامپسون[2] (۱۹۸۶)، کنراد[3] و همکاران (۱۹۸۸)، گرین (۱۹۹۲) و هرنگی و همکاران (۲۰۰۱)، چنین ماگماهای سیلیسی و پرآلومینوس می‌توانند از مذاب‌های متاآلومینوس و طی تفریق فشار بالای کلینوپیروکسن و آمفیبول و یا از آلایش پوسته زیرین به‌وجود آمده باشند. به‌این‌ترتیب می‌توان مقدار بالای نسبت A/CNK موجود در برخی نمونه‌های DTG ده‌نو و GD

---

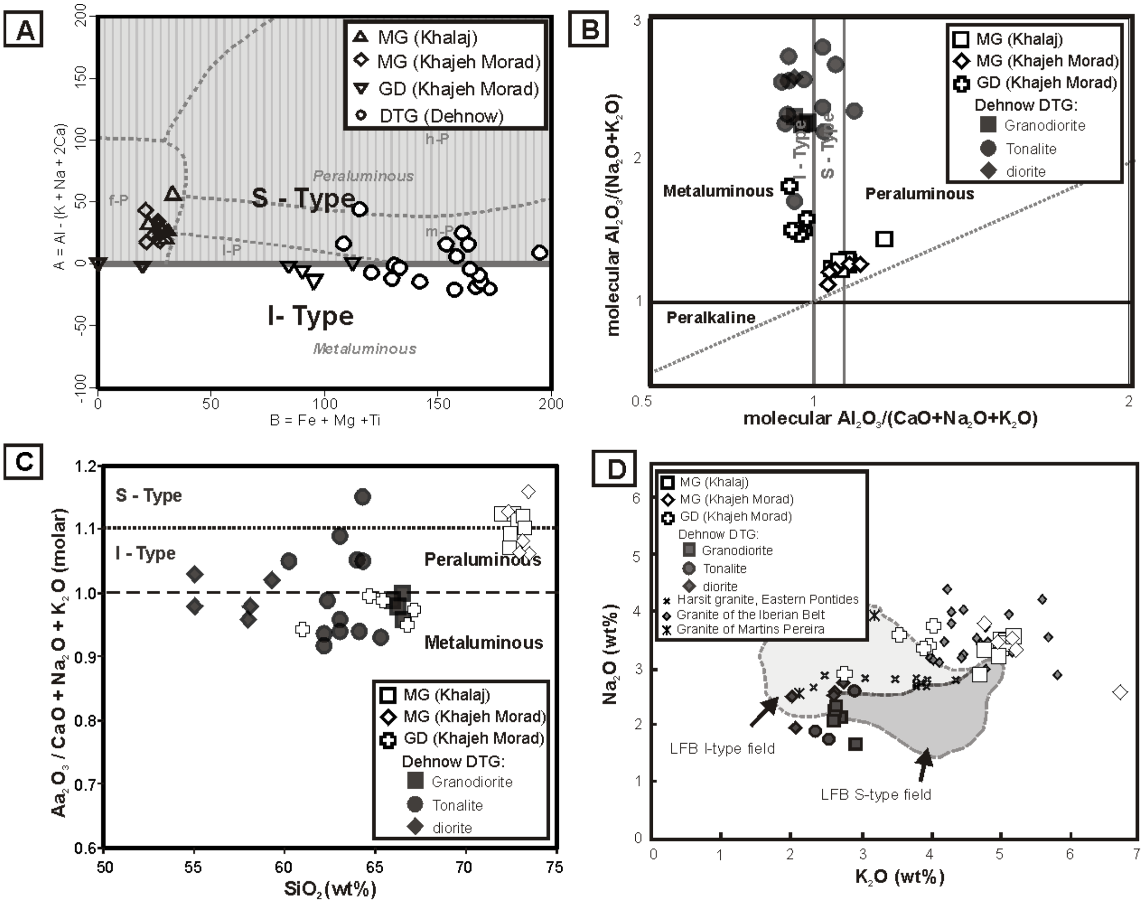
[1] Pitcher

[2] Ellis and Thompson

[3] Conrad

خواجه‌مراد را توسط پدیده آلایش پوسته‌ای توجیه نمود؛

(۲) بر اساس چاپل و وایت (۲۰۰۱) گرانیت‌های نوع I و S بیانگر دو خاستگاه متفاوت پوسته زیرین و پوسته بالایی برای مذاب‌های گرانیتوییدی هستند. در هر دو گروه، ذوب سنگ منشأ در دماهای کم موجب تشکیل مذاب با ترکیبات پرآلومینوس می‌شود که به آن ترکیب «حداقل مذاب[1]» گفته می‌شود. در این شرایط، در ابتدا ماگما یا «حداقل مذاب» و تفاله (رستیت[2]) دارای ترکیبی شبیه به مواد سازنده خاستگاه پوسته‌شان خواهند بود (چاپل و وایت، ۱۹۹۲). در حقیقت، با وجود این‌که گوشته، خاستگاه همه انواع گرانیت‌های نوع I است، اما تبلور بخشی و یا جدایش تفاله موجب تشکیل مذاب‌هایی در محدوده ترکیبی «حداقل مذاب» تا مواد مشتق شده از گوشته می‌شود (چاپل و همکاران، ۱۹۹۸؛ چاپل، ۱۹۹۹). لذا برخی از ترکیبات گرانیت‌های نوع I تا حدودی دارای ماهیت پرآلومینوس می‌شوند.



---

[1] Minimum-melt

[2] Restite

شکل ۵-۱۱- ترکیب گرانیتوییدهای جنوب مشهد بر روی (A) نمودار A-B (دیبون و لی‌فورت[1]، ۱۹۸۳) که در آن محدوده‌های انواع سنگ‌های پرآلومینوس بر اساس ویلاسکا و همکاران (۲۰۰۹) تفکیک شده و محدوده گرانیت‌های نوع I و S بر اساس داده‌های کمربند چین‌خورده لاچلان (وایت و چاپل، ۱۹۸۹) مشخص شده است؛ (B) نمودار A/CNK در برابر A/NK (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹) و محدوده گرانیت‌های نوع I و S؛ (C) نمودار A/CNK در برابر SiO_2، (D) نمودار Na_2O در برابر K_2O برای تفکیک گرانیت‌های نوع I و S کمربند چین‌خورده لاچلان (LFB). داده‌های مربوط به مناطق هرسیت، ایبرین و مارتینزپیرا به‌ترتیب برگرفته از کارسلی[2] و همکاران (۲۰۱۰)، ویلاسکا و همکاران (۲۰۰۹) و آلمیدا[3] و همکاران (۲۰۰۷) هستند.

- نمونه‌های MG منطقه خلج - خواجه‌مراد که کاملاً در محدوده پرآلومینوس هستند را می‌توان در گروه گرانیتوییدهای نوع S دسته‌بندی کرد. در مقابل با توجه به اینکه توده‌های نفوذی DTG ده‌نو و GD خواجه‌مراد از نظر سنی شباهت زیادی داشته و در امتداد یک زون درزشدگی قرار گرفته‌اند (جدول ۲-۱) شباهت‌های شیمیایی آن‌ها دور از انتظار نیست. با توجه به نوع I بودن این گرانیتوییدها، وجود کانسارهای مس و مولیبدن پورفیری و رگه‌های پیریت طلا و نقره‌دار به‌همراه آن‌ها محتمل است. در مقابل پی‌جویی کانسارهای قلع، ولفرام، اورانیم، لیتیم، بریلیم و بور در همراهی با گرانیت‌های نوع S خلج - خواجه‌مراد امکان‌پذیر است.
- از سوی دیگر، دارا بودن مقادیری از دیوپسید در ترکیب نرماتیو را نشان‌دهنده گرانیتوییدهای نوع I و کرندوم نرماتیو را از اختصاصات گرانیتوییدهای S می‌دانند. بر اساس پیوست ۱۰، دیوپسید نرماتیو برای برخی از نمونه‌های DTG ده‌نو دارای مقادیر بالاتر از صفر است و در سایر نمونه‌ها صفر است. در مقابل کرندوم در نمونه‌های MG خلج - خواجه‌مراد بالاتر از ۱/۲ و برای نمونه‌های DTG ده‌نو و GD خواجه‌مراد کم‌تر از ۱ است.
- حضور کانی‌های هورنبلند و بیوتیت که از اختصاصات گرانیتوییدهای I است در نمونه‌های DTG ده‌نو و GD خواجه‌مراد به‌خوبی مشاهده می‌شود. در مقابل نمونه‌های MG خلج - خواجه‌مراد دارای مسکوویت بیش‌تری بوده و به گرانیتوییدهای نوع S شباهت بیش‌تری دارند. در حقیقت، حضور آمفیبول‌های ماگمایی یکی از شاخصه‌های کانی‌شناسی برای ماگمای نوع I محسوب می‌شود (باربارین، ۱۹۹۹) و شباهت ترکیب آمفیبول‌های درون گرانیتویید ده‌نو با

[1] Debon and Le Fort

[2] Karsli

[3] Almeida

آمفیبول‌های ماگمایی گرانیت‌های نوع I مورد مطالعه زن[۱] (۱۹۸۶)، نشان‌دهنده ماهیت ماگمایی آمفیبول‌های توده نفوذی DTG ده‌نو است. همچنین، بر اساس نمودار MgO در برابر Al_2O_3 (شکل ۲ در ویلاسکا و همکاران، ۲۰۰۹)، ترکیب بیوتیت (MgO ~ ۸/۳۳ و Al_2O_3 ~ ۱۶/۵۰ درصد وزنی) در سنگ‌های DTG ده‌نو نیز بیانگر نوع I بودن مذاب میزبانشان است

- همان‌گونه که قبلاً مطرح شد بر اساس داده‌های ایزوتوپ اکسیژن برای کوارتز و فرمول فوریه و هریس (۲۰۱۰)، مذاب اولیه دارای $\delta^{18}O$ برابر ۱۰/۴، ۱۰/۷، ۱۱/۱ و ۱۳/۶ پرمیل بوده است. در شکل ۵-۱۲ ترکیب ایزوتوپ اکسیژن سنگ‌کل برای مثال‌هایی از گرانیتوییدهای نوع I، S و سنگ‌های متاپلیتی آورده شده است. در این نمودار گرانیتوییدهای فلاهیه[۲] و داناکیوباسی[۳] ترکیه (بوزتاگ و آرهارت[۴]، ۲۰۰۷)، گرانیت نوع I کیپ[۵] در جنوب آفریقا (هریس و همکاران، ۱۹۹۷) از نوع گرانیت‌های نوع I هستند و گرانیتوییدهای یوزگات و کونار[۶] (بوزتاگ و همکاران، ۲۰۰۷)، گرانیت نوع S کیپ (هریس و همکاران، ۱۹۹۷) و بیپازاری[۷] (ازترک و همکاران، ۲۰۱۲) از نوع گرانیتوییدهای نوع S هستند.

- اگرچه مقایسه مقادیر $\delta^{18}O$ سنگ‌های آذرین با مقادیر $\delta^{18}O$ سنگ‌کل میکاشیست‌های منطقه و نیز رسوبات دگرگونی مورد مطالعه تیلور و شپرد (۱۹۸۶) نشان می‌دهد که بین ترکیب سنگ‌های رسوبی و متاسدیمنت‌ها با گرانیتوییدهای نوع S و بخشی نیز با گرانیتوییدهای نوع I تا حدودی هم‌پوشانی وجود دارد، اما بین گرانیت‌های نوع I و نوع S این هم‌پوشانی در محدوده ۱۰ تا ۱۱ پرمیل اکسیژن است. با توجه به این‌که مقدار $\delta^{18}O$ گرانیتویید ده‌نو در همین محدوده هم‌پوشانی قرار گرفته، قضاوت درباره ماهیت آن تنها بر اساس ترکیب ایزوتوپی سنگ‌کل کافی نیست و این سنگ‌ها باید از جوانب ژئوشیمیایی دیگر نیز بررسی شوند.

- مطابق ترکیب ایزوتوپی، بر اساس کی[۸] و همکاران (۱۹۹۷) (شکل ۵-۱۳-A) نمونه‌های DTG ده‌نو و GD خواجه‌مراد در محدوده گرانیت‌های نوع I قرار دارند و نمونه‌های MG خلج - خواجه‌مراد در محدوده مرزی و همپوشانی ترکیبی گرانیت‌های نوع I و S قرار

---

1 Zen

2 Felahiyei

3 Danaciobasi

4 Boztug

5 Cape

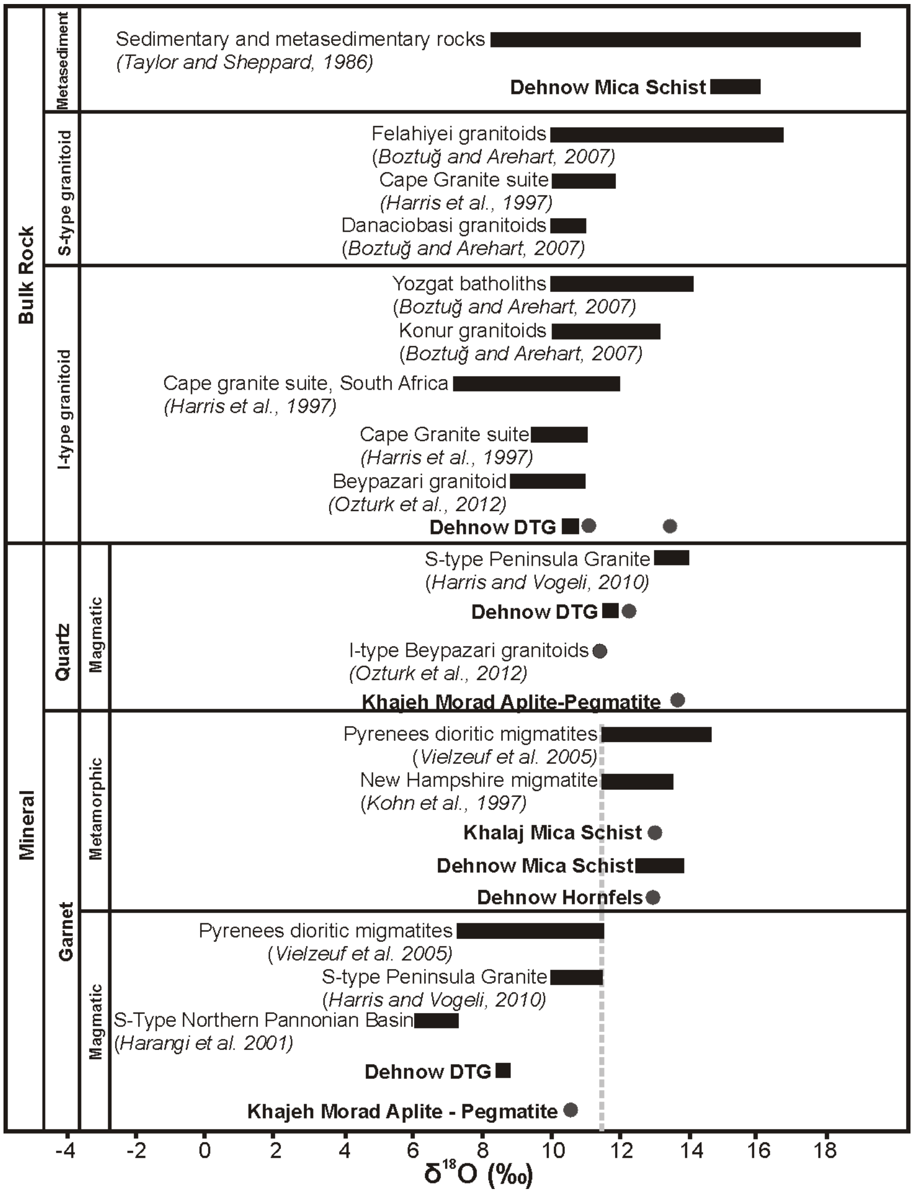
6 Yuzgat ad Konur

7 Beypazari

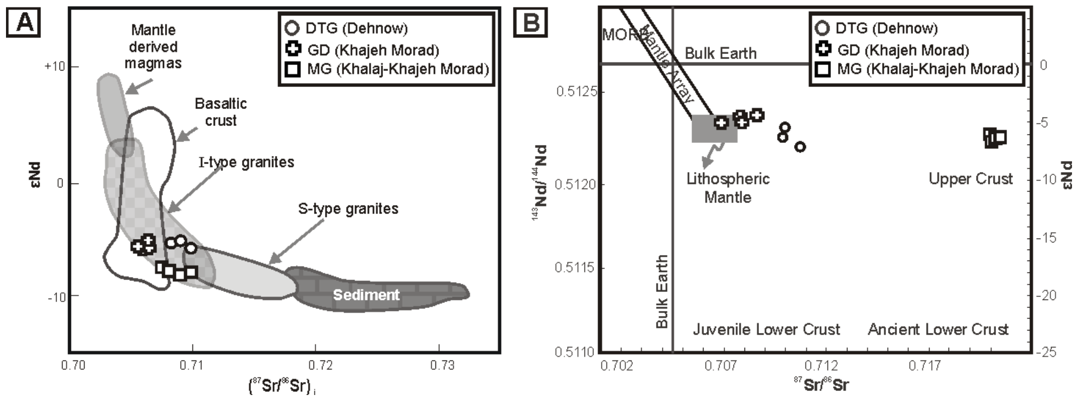
8 Keay

گرفته‌اند. بر اساس چاپل و وایت (۱۹۹۲) نسبت ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ برای گرانیت‌های نوع I برابر ۰/۷۰۴ تا ۰/۷۱۲ و مقدار εNd برابر ۳/۵- تا ۸/۹- است، درحالی‌که برای باتولیت‌های گرانیتی نوع S مقادیر مذکور به‌ترتیب ۰/۷۰۸ تا ۰/۷۱۷ و ۵/۸- تا ۸/۸- است. بین ترکیب ایزوتوپی گرانیت‌های نوع I و S تا حدودی هم‌پوشانی وجود دارد. چاپل و وایت (۲۰۰۱) این هم‌پوشانی ایزوتوپی را به دلیل مشتق شدن از سنگ منشأیی می‌دانند که دارای نسبت متنوعی از مواد آذرین و رسوبی هستند. به‌هرحال، بر اساس ترکیب ایزوتوپی (پیوست ۱۱)، میزان $^{87}Sr/^{86}Sr$ برای نمونه‌های DTG ده‌نو ۰/۷۰۷ تا ۰/۷۰۸، برای GD خواجه‌مراد در حدود ۰/۷۰۵ تا ۰/۷۰۶ و برای گرانیت‌های MG خلج - خواجه‌مراد ۰/۷۰۷ تا ۰/۷۰۹ است. همچنین، مقدار εNd برای گرانیتویید DTG ده‌نو برابر ۵/۹- تا ۸/۶-، برای GD خواجه‌مراد ۵/۴- تا ۶/۱- و برای MG خلج - خواجه‌مراد برابر ۷/۶- تا ۸/۲- است. از این‌رو، DTG ده‌نو و GD خواجه‌مراد، دارای بیش‌ترین شباهت با گرانیتوییدهای نوع I هستند و خاستگاه آن‌ها با گوشته لیتوسفری ارتباط دارد، اما نمونه‌های MG خلج - خواجه‌مراد ماهیت گرانیتوییدهای نوع S را نشان داده و خاستگاه آن‌ها با رسوبات و پوسته بالایی ارتباط دارد (شکل ۵-۱۳-B).

– با توجه به چاپل و وایت (۲۰۰۱)، نبود زنولیت‌های پوسته بالایی و یا سنگ‌میزبان و نیز نبود کانی‌های کردیریت، آندالوزیت و سیلیمانیت در توده نفوذی ده‌نو بیانگر این است که خاستگاه این سنگ‌ها با متاپلیت‌های منطقه و پوسته بالایی بی‌ارتباط و گویای ماهیت I توده DTG ده‌نو است. در مقابل وجود انکلاوهای سورمیکاسه و رسوبی در توده نفوذی خلج - خواجه‌مراد نیز از دیگر ویژگی‌هایی است که گویای ماهیت S نمونه‌های MG خلج - خواجه‌مراد است.



شکل ۵-۱۲- مقایسه ترکیب $\delta^{18}O$ سنگ‌کل، گارنت و کوارتز در آپلیت - پگماتیت خواجه‌مراد، توده DTG ده‌نو، میکاشیست‌های خلج و ده‌نو با داده‌های ایزوتوپی موجود از سنگ‌های رسوبی، دگرگونی و آذرین سایر نقاط جهان.

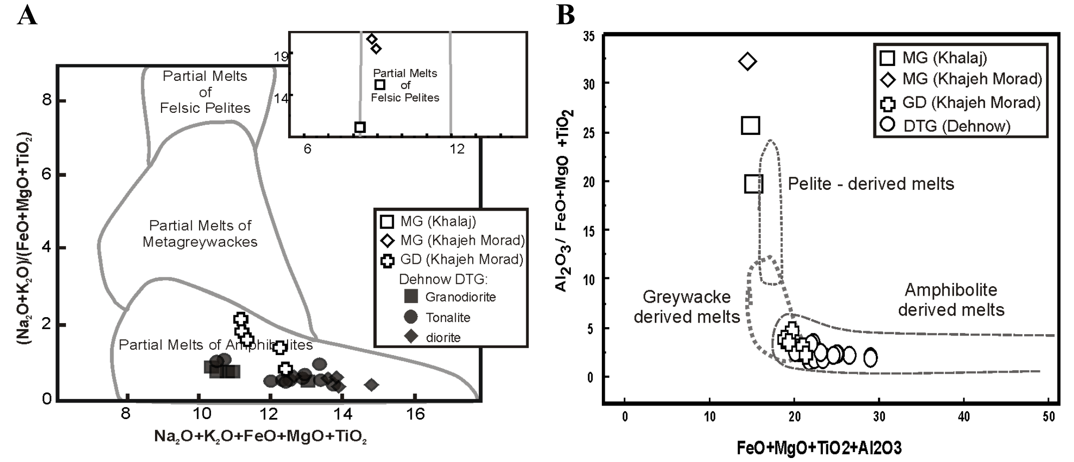


شکل ۵-۱۳- (A) نمودار εNd در برابر نسبت ایزوتوپی Sr اولیه (کی و همکاران، ۱۹۹۷، دیکین[1]، ۲۰۰۵)؛ (B) نمودار $^{143}Nd/^{144}Nd$ در برابر $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ بر اساس داده‌های پیوست ۱۱.

– بررسی دقیق‌تر ترکیب سنگ‌کل نمونه‌های DTG منطقه ده‌نو با متاپلیت‌های سنگ میزبانشان نشان می‌دهد که علاوه بر ویژگی‌های کانی‌شناسی (نبود کانی‌ها و زنولیت مرتبط با سنگ‌های دگرگونی درون این سنگ‌ها و نبود آپاتیت‌های نسبتاً درشت بلور که در سنگ‌های گرانیتی نوع S متداول هستند؛ چاپل و وایت، ۱۹۷۴)، ویژگی‌های ژئوشیمیایی نیز نشان می‌دهد که خاستگاه توده نفوذی DTG ده‌نو با متاپلیت‌های میزبانشان ارتباطی ندارد. نمونه‌های متاپلیتی که از نظر کانی‌های پتاسیم‌دار (مانند مسکوویت و بیوتیت) غنی‌شدگی دارند دارای Rb/Ba، Zr، Zn، V، Rb و Y بالاتری هستند (پیوست ۵-۲). میزان بالای کانی‌های کلسیم‌دار موجب کاهش نسبی اندیس A/CNK و نسبت Rb/Ba در توده نفوذی نسبت به متاپلیت‌های منطقه شده است. اگر چه ترکیب شیمیایی توده نفوذی DTG ده‌نو همگن نیست و از دیوریت تا تونالیت و گرانودیوریت متغیر است، اما از نظر ژئوشیمیایی با سنگ‌های متاپلیتی میزبانش نیز بسیار متفاوت است. به‌طور مثال، مقدار Fe_2O_3، Al_2O_3 و K_2O در نمونه‌های هورنفلس (H) و شیست (Sch) منطقه بالاتر و در مقابل مقدار CaO، MgO، Na_2O و P_2O_5 پایین‌تر است. همچنین نمونه هورنفلس از نظر عناصر نادر خاکی، مقدار $(La/Yb)_{cn}$ برابر ۱۲/۵۱۹ و مقدار $(Tb/Yb)_{cn}$ برابر ۱/۴۲۳ بوده و آنومالی منفی یوروپیم (Eu/Eu* برابر با ۰/۷۳۲) نشان می‌دهد و نمونه‌های میکاشیست دارای مقدار $(La/Yb)_{cn}$ ۱۰/۴۶۴ و ۹/۹۶۹، $(Tb/Yb)_{cn}$ برابر ۱/۴۵۷ و ۱/۲۷۴ بوده و آنومالی منفی یوروپیم (Eu/Eu* برابر با ۰/۶۹۴ و ۰/۷۰۳) دارند. در مقایسه میکاشیست‌ها و هورنفلس ده‌نو دارای الگوی عناصر نادر خاکی مشابه ترکیب پوسته بالایی هستند (البته از نظر عناصر باریم و استرانسیم تهی‌شده و از نظر ساماریم و ایتریم غنی‌شده‌تر هستند). از این رو، ذوب‌بخشی متاپلیت‌ها و پوسته بالایی را نمی‌توان خاستگاه مذاب‌های DTG ده‌نو تلقی کرد.

[1] Dickin

– بر اساس نمودارهای $(Na_2O + K_2O) / (FeO + MgO + TiO_2)$ در برابر $Na_2O + K_2O + FeO + MgO + TiO_2$ و نمودار $Al_2O_3/(FeO+MgO+TiO_2)$ در برابر $Al_2O_3 + FeO + MgO + TiO_2$ (شکل ۵-۱۴) نمونه‌های DTG ده‌نو و GD خواجه‌مراد حاصل ذوب‌بخشی آمفیبولیت (متابازالت) در منشأ هستند، اما نمونه‌های MG خلج - خواجه‌مراد محصول ذوب رسوبات فلسیک پلیتی هستند.



شکل ۵-۱۴- ترکیب گرانیتوییدهای جنوب مشهد: (A) نمودار $(Na_2O+K_2O)/(FeO+MgO+TiO_2)$ در برابر $Na_2O+K_2O+FeO+MgO+TiO_2$ (آلمیدا و همکاران، ۲۰۰۷) که در آن محدوده ترکیبی نمونه‌های MG خلج - خواجه‌مراد در سمت راست بالا مشخص شده است؛ (B) نمودار $Al_2O_3/(FeO+MgO+TiO_2)$ در برابر $Al_2O_3+FeO+MgO+TiO_2$ (پاتینودوس[1]، ۱۹۹۹).

۵-۲-۱-۴-۱-۱- مقایسه توده گارنت‌دار ده‌نو با گرانیت‌های نوع I در سایر نقاط جهان

در این بخش با توجه به اهداف این رساله و اهمیت مطالعه گرانیتویید ده‌نو از نظر خاستگاه، به بررسی و مقایسه عناصر کمیاب توده DTG ده‌نو با مثال‌هایی از گرانیتوییدهای کوه‌زایی (نوع I) در سایر نقاط جهان پرداخته می‌شود که عبارت‌اند از:

(۱) گرانیتوییدهای نوع I پتاسیم بالا و کلسیم پایین متاآلومینوس تا پرآلومینوس منطقه برخوردی مارتینز پیرا در جنوب‌شرقی ایالت رورایما[2] (برزیل) که توسط آلمیدا و همکاران (۲۰۰۷) مطالعه شده است. بر اساس آلمیدا و همکاران (۲۰۰۷) یک حادثه ماگمایی و پلوتونیک در یک محیط برخورد قدیمی (۱/۹۶ - ۱/۹۷ میلیون سال پیش) موجب تشکیل این گرانیتوییدها شده است.

این گرانیتوییدها حاصل ذوب‌بخشی یک منشأ پوسته‌ای در هنگام آمیختگی مذاب‌های قوسی

---

[1] Patiño Douce

[2] Roraima

TTG[1] منطقه آنوآ[2] با سنگ‌های مناطق آمازون مرکزی و ترنس‌آمازون بوده‌اند؛

(۲) گرانیتوییدهای نوع I پتاسیم بالا و کلسیم پایین پرآلومینوس تا متاآلومینوس که در مناطق پس از برخورد کمربند ایبرین واریسکان[3] در جنوب‌غربی اروپا تشکیل شده‌اند (ویلاسکا و همکاران، ۲۰۰۹). بر اساس مطالعات ویلاسکا و همکاران (۲۰۰۹)، لیتوسفر اقیانوسی و در نتیجه سنگ‌های متابازیک در تشکیل گرانیتوییدهای پس از تکتونیک نقش داشته و حضور گرانیت‌های نوع I می‌تواند به دلیل تفاوت در ترکیب سنگ مادر در هنگام فرآیندهای ذوب‌بخشی باشد؛

(۳) گرانیتوییدهای نوع I پتاسیم بالا متاآلومینوس که در زون فرورانش پیش از برخورد در هرسیت[4] در غرب کمربند تراست و چین‌خورده آلپ - هیمالیا تشکیل شده‌اند (کارسلی و همکاران، ۲۰۱۰). مذاب هرسیت در یک محیط گسترش پشت قوسی تشکیل شده که موجب باز شدن حوضه دریای سیاه شرقی شده است. داده‌های ژئوشیمیایی گویای هضم مواد پوسته‌ای در هنگام تشکیل این سنگ‌ها هستند (کارسلی و همکاران، ۲۰۱۰).

در شکل ۵-۱۱-D، توده نفوذی DTG ده‌نو با گرانیتویید نوع S کمربند لاچلان (در جنوب شرقی استرالیا) متفاوت بوده و به انواع گرانیتوییدهای نوع I در کمربند لاچلان و نیز پلوتون‌های نوع I مناطق مارتینزپیرا، ایبرین و هرسیت شباهت دارد. توده DTG ده‌نو دارای میزان بالاتری از HREE، Th، U، Pr و Eu و میزان کم‌تری از LREE، Y و Ti نسبت به نمونه‌های MG نوع S در منطقه خلج - خواجه‌مراد و نیز سیردورادا (در برزیل) هستند (شکل‌های ۵-۱۵-A و B). در مقابل، گرانیتوییدهای مناطق هرسیت، مارتینزپیرا و ایبریا به دلیل داشتن ماهیت نوع I، دارای LREE بالاتر و عناصر HFSE کم‌تر بوده و الگوی HREE آن‌ها مسطح است (شکل‌های ۵-۱۵-C تا ۵-۱۵-H). البته آنومالی منفی یوروپیم در نمونه‌های هرسیت، مارتینزپیرا و ایبریا بهتر از نمونه‌های ده‌نو مشخص است.

همچنین در مقایسه، توده نفوذی DTG ده‌نو میزان Th و HREE کم‌تر و LREE، Pb، Ti، Nb، U، Ti، Zr و Ta بالاتری دارد و تنها از نظر میزان توریم، اورانیم، تیتانیم، هافنیم و نبود آنومالی یوروپیم اندکی با پلوتون مارتینزپیرا متفاوت است. علاوه بر این، نسبت به توده نفوذی ایبریا دارای اورانیم، توریم و HREE و مقادیر بالاتر Pr، Sr، U، Nb، Ta، Zr و Ti است. به‌هرحال، در الگوی به‌هنجار شده ترکیب عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت، نمونه‌های DTG ده‌نو دارای بیش‌ترین شباهت با تونالیت - مونزوگرانیت مارتینزپیرا هستند.

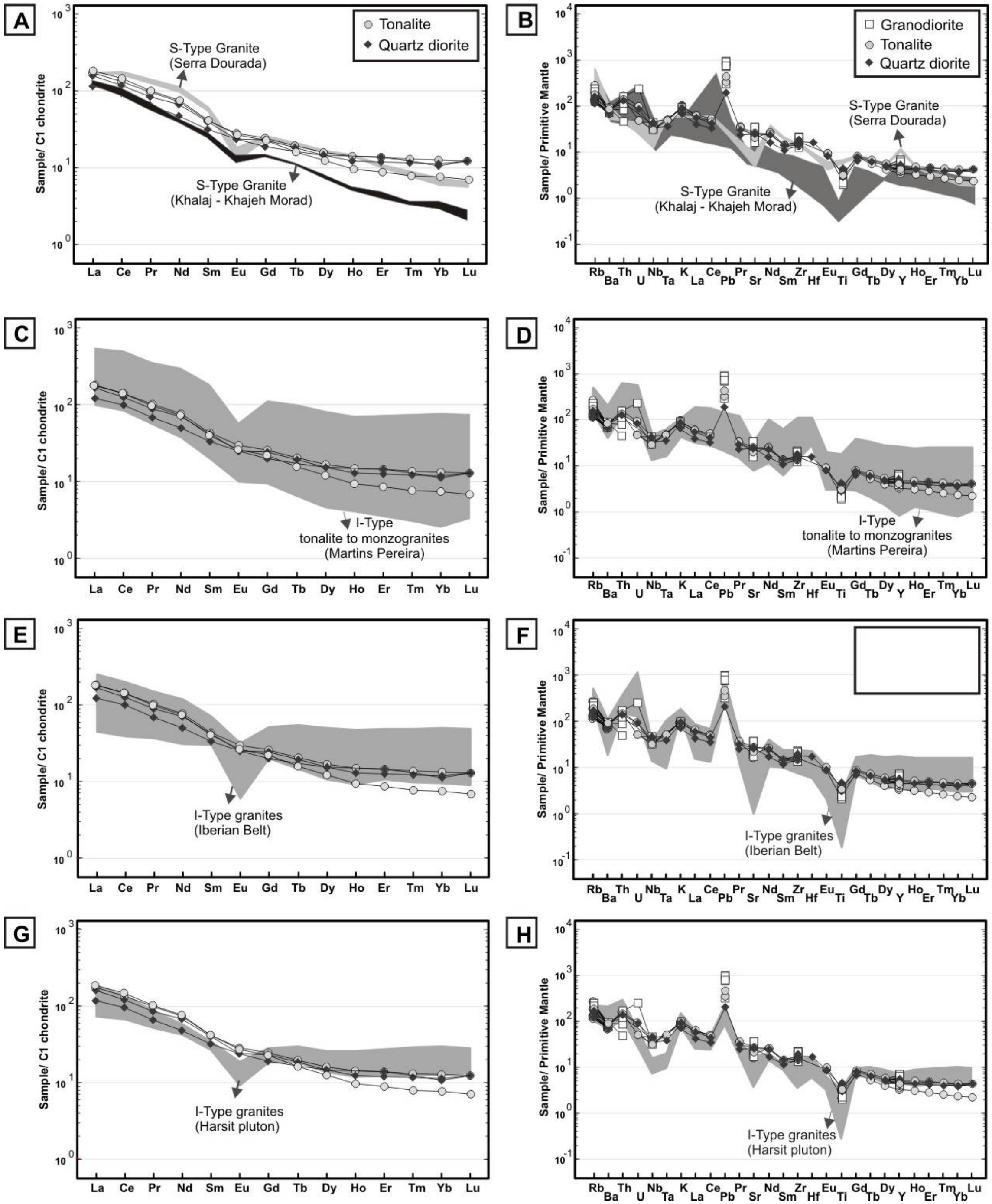
---

1 Tonalite-trondhjemite-granodiorite

2 Anaua

3 Iberian Variscan

4 Harsit



شکل ۵-۱۵- ترکیب دیوریت - تونالیت - گرانودیوریت (DTG) دهنو بر روی نمودارهای به‌هنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه. داده‌های مربوط به تونالیت تا مونزوگرانیت نوع I مارتینزپیرا و گرانیت سرا دورادا[1] نوع S برگرفته از آلمیدا و همکاران (۲۰۰۷) هستند. داده‌های گرانیت‌های نوع I از هرسیت و ایبرین به‌ترتیب برگرفته از کارسلی و همکاران (۲۰۱۰) و ویلاسکا و همکاران (۲۰۰۹) است.

[1] Serra Dourada

ژئوشـیمی DTG دهنـو بـالاترین قرابـت را بـا گرانیت‌هـای نـوع I کلسـیم پـایین و پتاسـیم بـالای پرآلومینـوس تـا متـاآلومینوس مـارتینزپیرا دارد کـه در منـاطق برخـوردی تشـکیل شـده اسـت و کم‌تـرین شـباهت را بـا گرانیت‌هـای نـوع I پتاسـیم بـالای متـاآلومینوس هرسـی دارد کـه در یـک محـیط پـیش از برخـورد و در زون فـرورانش تشـکیل شـده‌اند. داده‌هـای ژئوشـیمیایی سـنگ‌کل نمونـه‌های دهنـو نیـز گویای تشکیل آن‌ها در یک محیط مرتبط با قوس هستند که در ادامه به آن اشاره خواهد شد.

۵-۲-۱-۴-۲- محیط تکتونوماگمایی تشکیل گرانیتوییدهای خواجه‌مراد، خلج و ده‌نو

در نمودار R2-R1 (شکل ۵-۱۶) که توسط بچلور و بودن[1] (۱۹۸۵) ارائه شده، تحـول شـیمیایی سـنگ‌هـای گرانیتوییدی در یـک چرخـه کـوه‌زایـی در زون همگـرا، بـا گرانیتوییـدهای قبـل از برخـورد[2] شـروع و بـه گرانیتوییدهای پس از برخورد[3] و گرانیتوییدهای مراحل نهایی کوه‌زایی ختم می‌شـود. گرانیتوییـدهای دیگـر شامل گرانیتوییدهای هم‌زمان با برخورد[4]، پس از کوه‌زایی[5] و انواع غیرکوه‌زایی[6] هستند.

در این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه DTG منطقه ده‌نو در محدوده تفریق یافته‌های گوشته[7] تا محدوده پیش از برخورد ورقه‌ها[8] قرار دارند. نمونه‌های GD خواجه‌مراد در محدوده پـیش از برخـورد ورقـه‌هـا قـرار دارند (شکل ۵-۱۶) که با نتایج سن‌سنجی (جدول ۲-۱) و قدیمی‌تر بودن سنگ‌های DTG دهنـو نسـبت بـه GD خواجه‌مراد نیز تطابق دارد. نمونه‌های MG خلج - خواجه‌مراد که نوع S بوده و جوان‌تر هستند نیـز در موقعیت گرانیتوییدهای هم‌زمان با برخورد وارد شده‌اند.

---

[1] Batchelor and Bowden

[2] Pre-Plate collsion

[3] Post-Collision Uplift

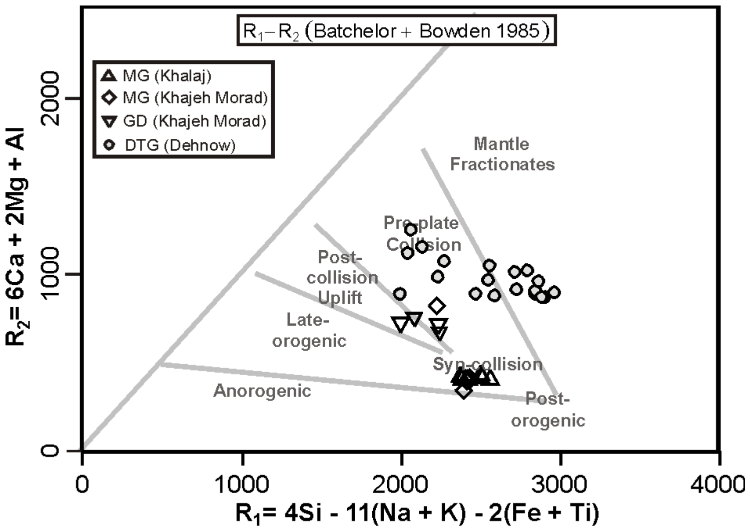
[4] Syn-collision

[5] Post-Orogenic

[6] Anorogenic

[7] Mantle fractionates

[8] Pre-plate collision

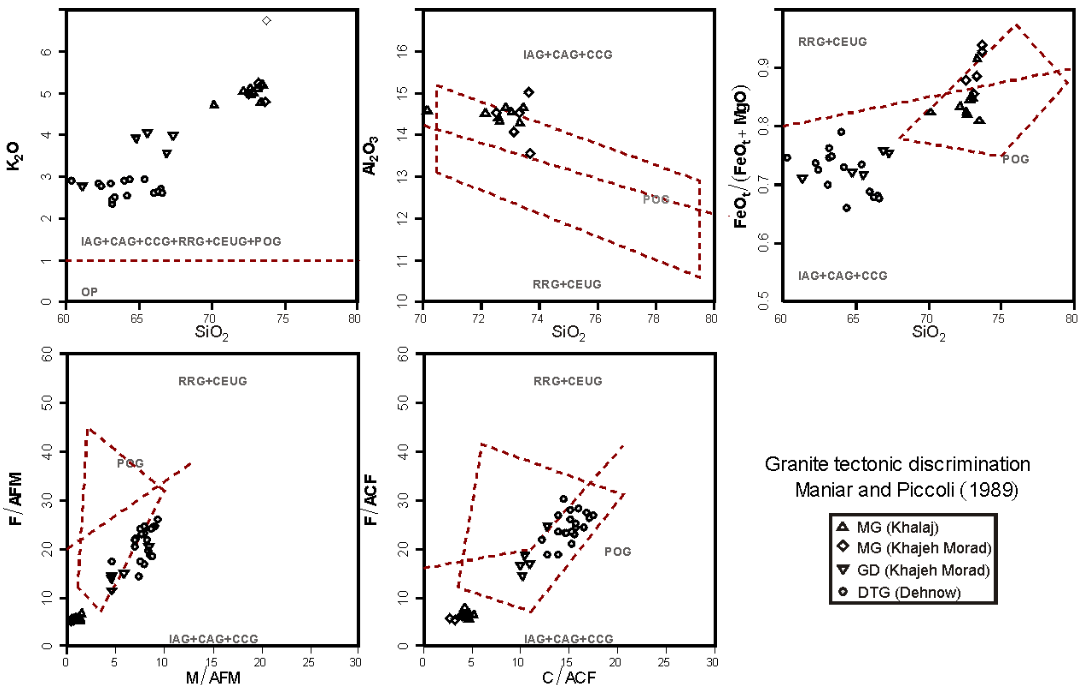


شکل ۵-۱۶- تمایز تکتونیکی انواع گرانیتوییدها. موقعیت نمونه‌های گرانیتویید مشهد در نمودار R_1-R_2 (بچلور و بودن، ۱۹۸۵).

در رده‌بندی مانیار و پیکولی (۱۹۸۹)، گرانیتوییدها بر اساس محل تشکیل عبارت‌اند از: پلاژیوگرانیت-های اقیانوسی (OP)؛ گرانیتوییدهای بالا آمدگی خشکی‌زایی قاره‌ای (CEUG)؛ گرانیتوییدهای مرتبط با ریفت (RRG)؛ گرانیتوییدهای جزایر قوسی (IAG)؛ گرانیتوییدهای قوس قاره‌ای (CAG)؛ گرانیتوییدهای برخورد قاره‌ای (CCG) و گرانیتوییدهای پس از کوه‌زایی (POG).

سه گروه اول این گرانیتوییدها را غیر کوه‌زایی و چهار گروه بعدی را گرانیتوییدهای کوه‌زایی در نظر می‌گیرند. به استثنای پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی، سایر گرانیتوییدها را می‌توان به‌صورت زیر گروه‌های زیر تقسیم‌بندی نمود (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹): گروه I شامل: CCG،CAG، IAG؛ گروه II شامل: CEUG، RRG؛ گروه III شامل: POG.

بر اساس شکل ۵-۱۷ (نمودارهای مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹)، نمونه‌های مورد مطالعه در خارج از محدوده گرانیت‌های غیر کوه‌زایی (OP، CEUG و RRG) قرار دارند. با توجه به ماهیت نوع I توده DTG منطقه دهنو و GD خواجه‌مراد، این گرانیتوییدها حاصل از نوع برخوردی (CCG) نیستند. در این نمودارها نمونه‌های نوع I (DTG منطقه دهنو و GD خواجه‌مراد) در محدوده گرانیتوییدهای پس از کوه‌زایی (POG) قرار داشته اما نمونه‌های نوع S (MG خلج - خواجه‌مراد) در اغلب نمودارها، بیش‌تر شبیه محدوده ترکیبی گرانیتوییدهای جزایر قوسی (IAG) + گرانیتوییدهای قوس قاره‌ای (CAG) + گرانیتوییدهای برخورد قاره‌ای (CCG) هستند.



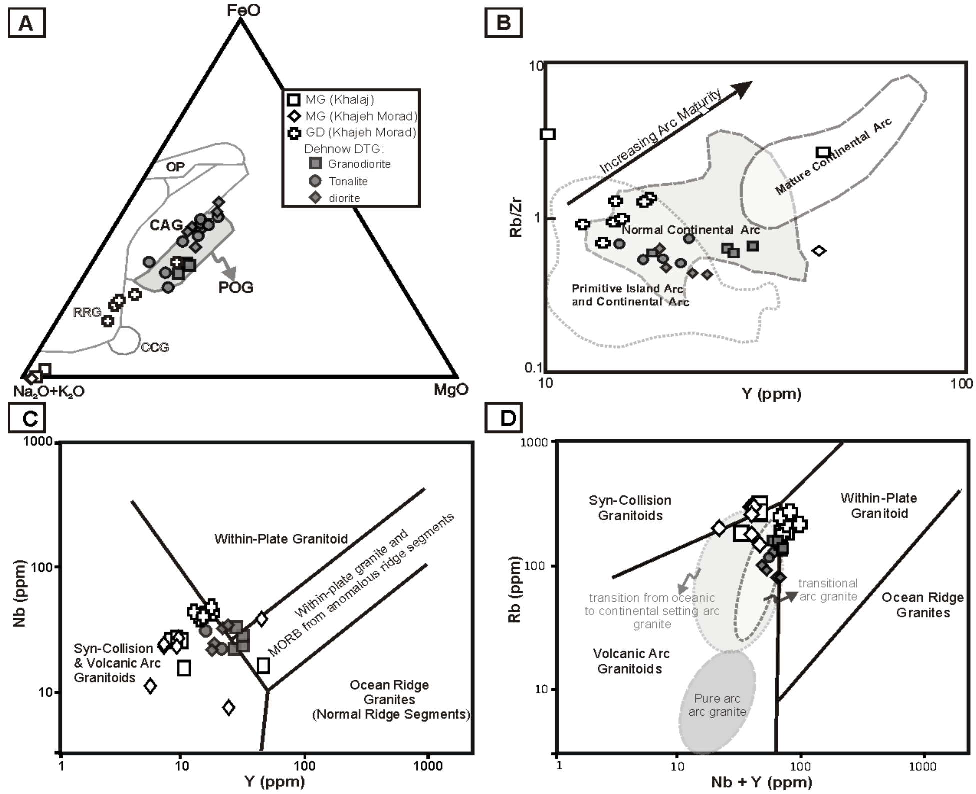
شکل ۵-۱۷- تمایز تکتونیکی گرانیتوییدها در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹).

از سوی دیگر، نمودار سه‌تایی AFM مانیار و پیکولی (۱۹۸۹) نیز بیانگر ماهیت POG نمونه‌های DTG دهنو و MG خلج - خواجه‌مراد و تشکیل در یک قوس قاره‌ای عادی است (شکل ۵-۱۸-A). در نمودارهای پیرس و همکاران (۱۹۸۴) که بر اساس ترکیب عناصر فرعی رسم شده‌اند (شکل‌های ۵-۱۸-C و D) نمونه‌های DTG دهنو و GD خواجه‌مراد در محدوده گرانیتوییدهای قوس آتش‌فشانی قاره‌ای عادی (شکل ۵-۱۸-B) و درون ورقه‌ای تا همزمان با برخورد (شکل‌های ۵-۱۸-C و D) قرار گرفته‌اند. این امر با وقایع تکتونیکی منطقه تطابق دارد. بر اساس زانچی[1] و همکاران (۲۰۱۱)، گرانیتوییدهای مشهد در ورقه توران و در امتداد قوس پامیر - مشهد و در اثر برخورد ورقه ایران مرکزی با اوراسیا و بسته شدن پالئوتتیس در اواخر تریاس تشکیل شده‌اند. نمونه‌های MG که نوع S هستند به‌خوبی در محدوده گرانیتوییدهای همزمان با برخورد (شکل‌های ۵-۱۸-C و D) و قوس آتش‌فشانی بالغ (شکل ۵-۱۸-B) قرار گرفته‌اند. علاوه بر این، تشکیل DTG و GD در قوس نرمال و MG در قوس تکامل یافته‌تر بیانگر جوان‌تر بودن MG نسبت به DTG و GD است.

چاپل و همکاران (۱۹۹۸) طبقه‌بندی گرانیت‌ها به‌صورت I و S را ارائه کردند. در این مطالعات بر اساس بود یا نبود زیرکن‌های به ارث رسیده، گرانیت‌های نوع I به‌ترتیب به دو زیر گروه گرانیت‌های نوع I

[1] Zanchi

کم دما و دما بالا تقسیم‌بندی شدند. گرانیت‌های دما بالا نوع I اغلب اولیه بوده و حاصل ذوب‌بخشی سنگ‌های مافیک در اعماق پوسته و یا حتی گوشته (گوشته‌ای که ترکیبش تحت تأثیر فروررانش تغییر کرده) بوده و در دماهای بالاتر از ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند (چاپل و همکاران، ۱۹۹۸). این نوع گرانیت‌ها اغلب شامل تونالیت‌های کلسیم بالا تا گرانودیوریت‌های کم پتاسیم هستند. به این نوع از گرانیت‌ها گرانیت‌های نوع I کوردیلران[1] نیز گفته می‌شود که در مرزهای قاره‌ای جوان و در ارتباط با فروررانش تشکیل می‌شوند (پیچر، ۱۹۹۳). در مقابل گرانیت‌های کم دما محصول ذوب‌بخشی پوسته کوارتز - فلدسپاری در دماهای کم (در حدود ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد) هستند (چاپل و همکاران، ۱۹۹۸). این نوع از گرانیت‌ها که در قوس‌های مرز قاره‌ای تشکیل می‌شوند را گرانیت‌های نوع I کالدونین[2] نیز می‌نامند که اغلب به‌همراه گرانیت‌های نوع S مشاهده می‌شوند (پیچر، ۱۹۹۳).



شکل ۵-۱۸- ترکیب گرانیتوییدهای جنوب مشهد: (A) نمودار AFM (بودن و همکاران، ۱۹۸۴؛ مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹)؛ (B) نمودار Rb/Zr در برابر Y (برون[3] و همکاران، ۱۹۸۴)؛ (C) نمودار Nb در برابر Y (پیرس[4] و

---

[1] Cordilleran

[2] Caledonian

[3] Brown

[4] Pearce

همکاران، ۱۹۸۴)؛ (D) نمودار Rb در برابر Yb+Ta (پس از پیرس و همکاران، ۱۹۸۴).

در حقیقت، گرانیتوییدهای نوع I گرانیت‌های کوه‌زایی با خاستگاه مرکب (شامل گوشته و پوسته) هستند و از نظر ژئوشیمیایی عبارت‌اند از:

- گرانیت‌های کالک‌آلکالن پتاسیک و متاآلومینوس محیط‌های برخوردی؛
- گرانیت‌های کالک‌آلکالن پتاسیک و متاآلومینوس محیط‌های پس از برخورد؛
- گرانیت‌های کالک‌آلکالن و متاآلومینوس محیط‌های فرورانش (باربارین، ۱۹۹۹).

برای تشکیل مذاب‌های پتاسیم بالا دو محیط تکتونیکی در نظر گرفته می‌شود:

- قوس‌های قاره‌ای (نوع آندی[1] یا کوردیلران) (روبرتز و کلمنز[2]، ۱۹۹۳)؛
- محیط‌های پس از برخورد (نوع کالدونین) (آلمیدا و همکاران، ۲۰۰۷).

گرانیتوییدهای نوع I کوردیلران عموماً در ارتباط با فرورانش بوده و در حاشیه قاره‌های اصلی تشکیل می‌شوند و نسبت به گرانیتوییدهای نوع M (گرانیتوییدهای مشتق شده از گوشته) تفریق یافته‌تر هستند. اگرچه این گرانیتوییدها از نظر ترکیبی اغلب تونالیت و گرانودیوریت هستند، اما می‌توانند دارای مقادیری مونزوگرانیت هم باشند. بر اساس کوبینگ[3] (۲۰۰۰)، میزان $^{87}Sr/^{86}Sr$، ماهیت متاآلومینوس و کالک‌آلکالن پتاسیم بالای این سنگ‌ها گویای نقش ترکیبات پوسته‌ای در تشکیل مذاب آن‌ها است.

اما گرانیتوییدهای نوع I پس از برخورد دارای دو محدوده ترکیبی مونزوگرانیت و گرانودیوریت به‌همراه نفوذی‌های اندکی بازیک هستند و به‌همراه گرانیتوییدهای نوع S مشاهده می‌شوند. مثال‌هایی از این نوع گرانیتوییدها در کمربند افیولیتی لاچلان و کالدونید[4] اسکاتلند دیده می‌شود (کوبینگ، ۲۰۰۰).

حضور کانی‌های مافیک مانند بیوتیت و آمفیبول در نمونه‌های ده‌نو و ماهیت متاآلومینوس و کالک‌آلکالن این سنگ‌ها موجب شباهت آن‌ها به هر دو گروه گرانیت‌های نوع کوردیلران و کالدونین می‌شود و بر اساس چاپل و همکاران (۲۰۱۲) نیز بافت هم‌دانه[5] و متوسط اندازه این سنگ‌ها و وجود زیرکن‌های به ارث نرسیده[6] می‌تواند گویای شباهت این سنگ‌ها به گرانیت‌های نوع کوردیلران باشد.

---

[1] Andean

[2] Roberts and Clemens

[3] Cobbing

[4] Caledonides

[5] Equigranular

[6] نتایج سن‌سنجی گرانیتوییدها (در حدود ۲۱۵ میلیون سال پیش) بر اساس ترکیب زیرکن (توسط کریم‌پور و همکاران، ۲۰۱۰) و سن به‌دست آمده برای آن‌ها (که از سن رسوب‌گذاری و تشکیل سنگ مادر متافلیش‌ها و رسوبات دگرگون شده منطقه (دونین - کربونیفر، مجیدی، ۱۹۸۱) جوان‌تر است)، گویای این مسئله است که این زیرکن‌ها به ارث رسیده نبوده و حاصل تبلور در مذاب میزبانشان هستند. بنابراین، سنگ میزبان آن‌ها نیز محصول ذوب‌بخشی رسوبات منطقه و پوسته فوقانی نیست.

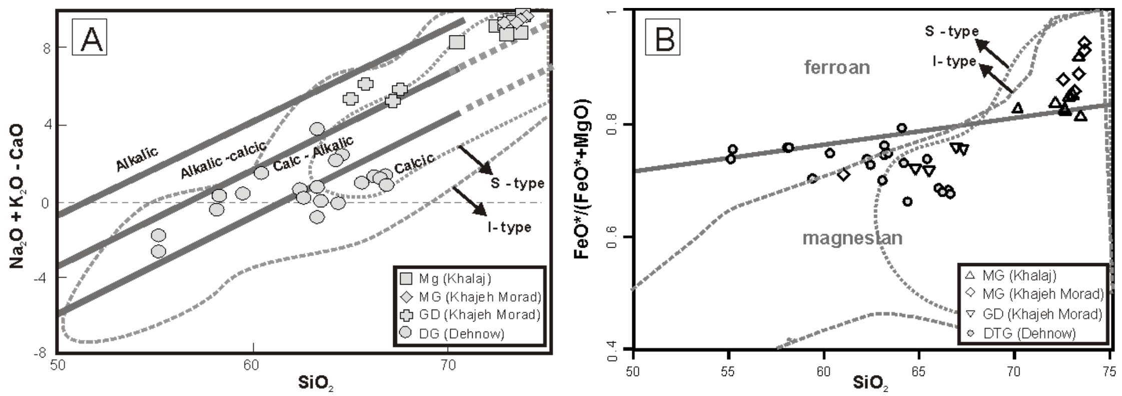
همچنین، کوبینگ (۲۰۰۰) معتقد است که توده‌های نفوذی که از مرکز به سمت حاشیه ترکیبشان از اسیدی به بازیک تغییر می‌یابد، از نوع گرانیت‌های نوع I کوردیلران هستند. البته در DTG منطقه ده‌نو رخنمون کامل توده و مرز آن به‌خوبی مشخص نیست و رخنمون مناسبی ندارند؛ اما نمونه‌برداری‌های صورت گرفته تا حدودی این مسئله را تأیید می‌کند که بخش‌های نزدیک به هورنفلس و مرز همبری با رسوبات، بیش‌تر ترکیب دیوریتی داشته و در بخش‌های دورتر ماهیت سنگ‌ها تونالیت و گرانودیوریتی شده است؛ اما به‌هر حال نتایج دماسنجی گرانیتوییدهای ده‌نو (جدول ۴-۴) دماهای بالای ۷۰۰ تا ۸۸۰ درجه سانتی‌گراد را برای تبلور کانی‌ها ارائه کرده که موجب شباهت این سنگ‌ها با گرانیت‌های نوع I دما پایین و کالدونین می‌شود که در محیط‌های پس از برخورد تشکیل می‌شوند.

در مطالعات فروست و همکاران (۲۰۰۱) بر اساس اندیس مالی[1] و میزان FeO*/(FeO*+MgO)، نمونه‌های DTG ده‌نو و GD خواجه‌مراد در محدوده کالک‌آلکالی تا کلسیک (شکل ۵-۱۹-A) و منیزین (شکل ۵-۱۹-B) (محدوده گرانیت‌های نوع I کمربند چین‌خورده لاچلان) پراکنده هستند و نمونه‌های MG خلج - خواجه‌مراد در محدوده آلکالی‌کلسیک (شکل ۵-۱۹-A) و فروئن (شکل ۵-۱۹-B) قرار دارند که با محدوده گرانیت‌های نوع S منطقه لاچلان استرالیا هم‌پوشانی ترکیبی دارد. این امر به دلیل کلسیم بالاتر و سیلیسیم کم‌تر نمونه‌های حدواسط تا اسیدی ده‌نو و سدیم و پتاسیم بالاتر نمونه‌های اسیدی خلج و خواجه‌مراد است. بر اساس طبقه‌بندی فروست و همکاران (۲۰۰۱) (پیوست ۱۴) این ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده DTG ده‌نو (ترکیب منیزین، کلسیک تا کلسیک‌آلکالی و متاآلومینوس) مشابه توده‌های بخش خارجی تا اصلی باتولیت‌های کوردیلران و توده‌های جزایر قوسی است.

درباره نمونه‌های GD خواجه‌مراد نیز نمونه‌ها ترکیب منیزین، آلکالی‌کلسیک و متاآلومینوس دارند و مشابه توده‌های بخش داخلی باتولیت‌های کوردیلران و توده‌های همراه با پوسته ضخیم‌شده هستند.

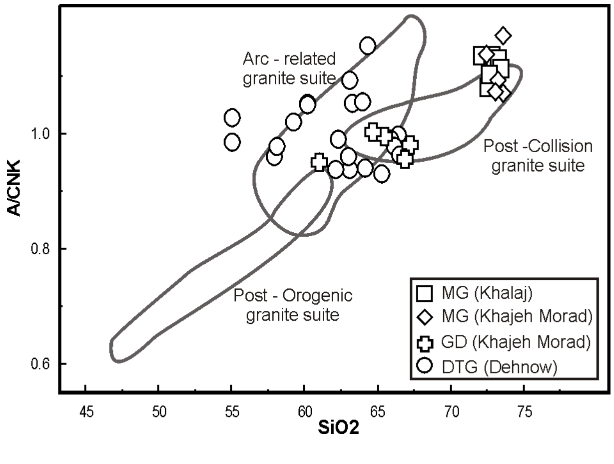
البته در این تقسیم‌بندی، نمونه‌های MG خلج - خواجه‌مراد نیز که دو میکایی بوده و ترکیب فروئن، آلکالی‌کلسیک و پرآلومینوس دارند، مشابه گرانیت‌های نوع A و گرانوفیرهای همراه با توده و دایک‌های مافیک هستند.

[1] MALI = Modified Alkali Lime Index



شکل ۵-۱۹- ترکیب گرانیتوییدهای جنوب مشهد: (A) نمودار Na_2O+K_2O-CaO در برابر SiO_2 و محدوده‌های آلکالی، آلکالی - کلسیک، کلسیک‌آلکالی و کلسیک؛ (B) نمودار FeO*/(FeO*+MgO) در برابر SiO_2 برای تفکیک گرانیت‌هایی فروئن از منیزین (فروست و همکاران، ۲۰۰۱).

بر اساس باربارین (۱۹۹۹) در منطقه ده‌نو، شواهد سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که توده نفوذی DTG ده‌نو یک گرانیتویید کالک‌آلکالن غنی از آمفیبول است که به آن ACG[1] گفته می‌شود. بر اساس شواهد ژئوشیمیایی این نوع از گرانیتوییدها در یک محیط همگرای پوسته اقیانوسی - قاره‌ای تشکیل می‌شوند که در آن گوشته با پوسته فرورونده دچار تعاملات شیمیایی شده است. در نمودارهای A/CNK در برابر SiO_2 (شکل ۵-۲۰) و K/Rb در برابر Rb (بر اساس ppm) (شکل ۵-۲۱) که توسط ساهین[2] و همکاران (۲۰۰۴) ارائه شده‌اند، نمونه‌های DTG ده‌نو و نمونه‌های GD خواجه‌مراد در محدوده گرانیت‌های مرتبط با قوس قرار دارند، اما نمونه‌های MG خلج - خواجه‌مراد در محدوده گرانیت‌های پس از برخورد هستند.

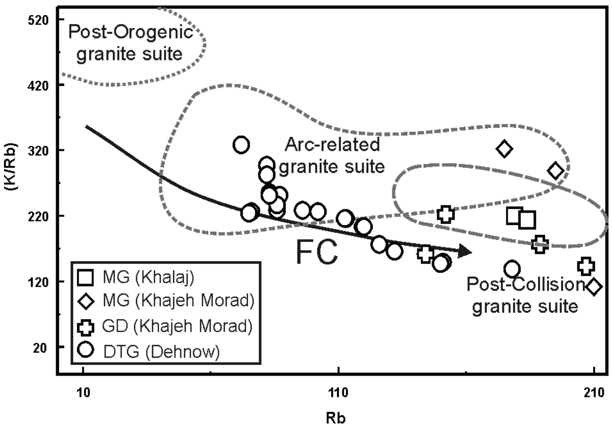


شکل ۵-۲۰- تمایز تکتونیکی انواع گرانیتوییدها. موقعیت گرانیتوییدهای مشهد در نمودار A/CNK در برابر SiO_2 (ساهین و همکاران، ۲۰۰۴).

---

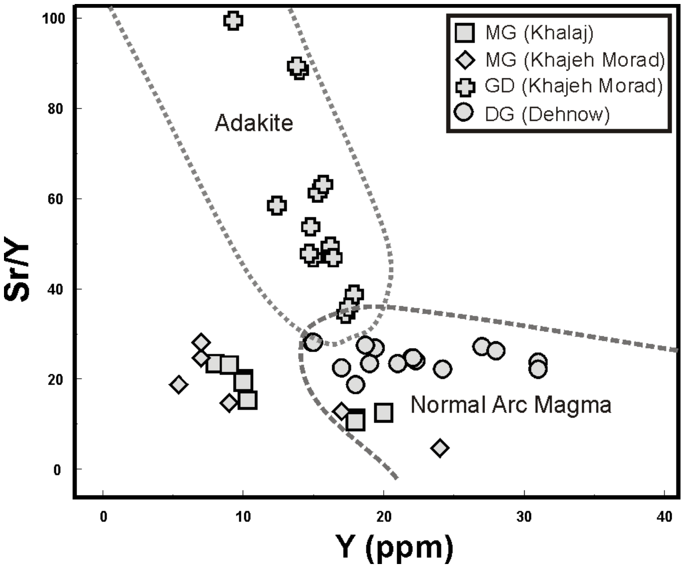
1 Amphibole-rich calc-alkaline granitoid

2 Sahin



شکل ۵-۲۱- تمایز تکتونیکی انواع گرانیتوییدها. موقعیت گرانیتوییدهای مشهد در نمودار K/Rb در برابر Rb (بر اساس ppm) (ساهین و همکاران، ۲۰۰۴).

بر اساس مطالب گفته‌شده مذاب‌های DTG ده‌نو و GD خواجه‌مراد از نوع مذاب‌های قوسی هستند، اما بر روی نمودار ۵-۲۲ که بر اساس مقدار Y و Sr مذاب رسم شده است، نمونه‌های DTG در محدوده مذاب قوس‌های نرمال قرار داشته و حاصل ذوب گوشته مافیک غنی‌شده توسط ذوب مواد ورقه فرورونده هستند. مذاب‌های GD در محدوده مذاب‌های آداکیتی و حاصل ذوب‌بخشی ورقه فرورونده قرار گرفته‌اند. مذاب‌های MG نیز که به دلیل ماهیت S شان خارج از محدوده مذاب‌های قوسی قرار گرفته‌اند، طی ذوب رسوبات آب‌دار در پوسته قاره‌ای ضخیم‌شده منطقه و در مراحل پس از برخورد به‌وجود آمده‌اند.



شکل ۵-۲۲- ترکیب گرانیتوییدهای جنوب مشهد بر روی نمودار Sr/Y در برابر Y (دی‌فانت و دروموند[1]، ۱۹۹۰).

۵-۲-۱-۴-۳- داده‌های سن‌سنجی

مطالعات پاتنیس و جان[2] (۲۰۱۰) نشان می‌دهد که انتشار در حالت جامد نمی‌تواند سازوکار

[1] Defant and Drummond

[2] Putnis and John

اصلی در تعادل مجدد ترکیب کانی‌ها باشد، زیرا ترکیب سیالات بیش از دما موجب واکنش‌های دگرگونی می‌گردد. بنابراین ایشان معتقد هستند که نظریه انسداد دمایی که از آن در روش‌های سن‌سنجی به‌روش آرگن استفاده می‌شود نیازمند بازنگری است، لذا سن به‌دست آمده به‌روش K-Ar نمونه‌ها توسط آلبرتی و همکاران (۱۹۷۳) بیش‌تر از آنکه بیانگر تشکیل و انجماد ماگما باشد، حوادث تکتونیکی و دگرگونی را در خود ثبت نموده است، ولی روش سن‌سنجی U-Pb توسط کریم‌پور و همکاران (۲۰۱۰) با حوادث ماگمایی منطقه منطبق است. این مسئله با مطالعه شیمی بیوتیت‌ها در توده نفوذی منطقه ده‌نو که بیانگر ثانویه بودن و تشکیل آن‌ها به خرج آمفیبول‌های اولیه و آذرین طی فرآیندهای دگرگونی است تطابق دارد.

از سویی دیگر از آن‌جایی‌که جایگیری یک توده باتولیتی در مدت زمان طولانی قابل تصور است و با توجه به اینکه مدت زمان بین تشکیل زیرکن‌ها به‌عنوان فاز کانیایی اولیه (۴±۲۱۵ میلیون سال پیش، کریم‌پور و همکاران، ۲۰۱۰) و تبلور مسکوویت و تشکیل بیوتیت‌های ثانویه به‌عنوان فازهای کانیایی جدیدتر (۱۲۰-۱۶۰ میلیون سال پیش، آلبرتی و همکاران، ۱۹۷۳) نشان می‌دهد که نرخ سردشدن و جایگیری توده‌های نفوذی ده‌نو تا فرآیند دگرگونی و تأثیر آن بر فازهای میکایی این سنگ‌ها، حداقل در این بازه زمانی و طی ۵۵ تا ۹۵ میلیون سال بوده است.

۵-۲-۲- رگه‌های آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد

۵-۲-۲-۱- ژئوشیمی سنگ‌کل رگه‌های آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد

ترکیب سنگ‌کل آپلیت و پگماتیت‌های خواجه‌مراد بر اساس آنالیز XRF و ICP-MS در پیوست ۹ آورده شده است. نتایج آنالیز عناصر کمیاب توسط این دو روش مقادیر نسبتاً مشابهی را ارائه کرده‌اند. درصد وزنی سیلیس برای آپلیت (۶۹/۸۷ درصد وزنی) در مقایسه با پگماتیت (۶۵/۴۹ درصد وزنی) بالاتر است. همچنین، پگماتیت دارای مقدار عناصر آهن، منیزیم، منگنز، پتاسیم و تیتانیم بالاتر و آلومینیم، کلسیم، سدیم و LOI[1] کم‌تری در مقایسه با آپلیت است. اندیس مقدار نسبت مولی اشباع‌شدگی از آلومینیم (A/CNK) برای نمونه آپلیت خواجه‌مراد برابر ۰/۹۹ و برای پگماتیت خواجه‌مراد برابر ۱/۱۱ است (پیوست ۹).

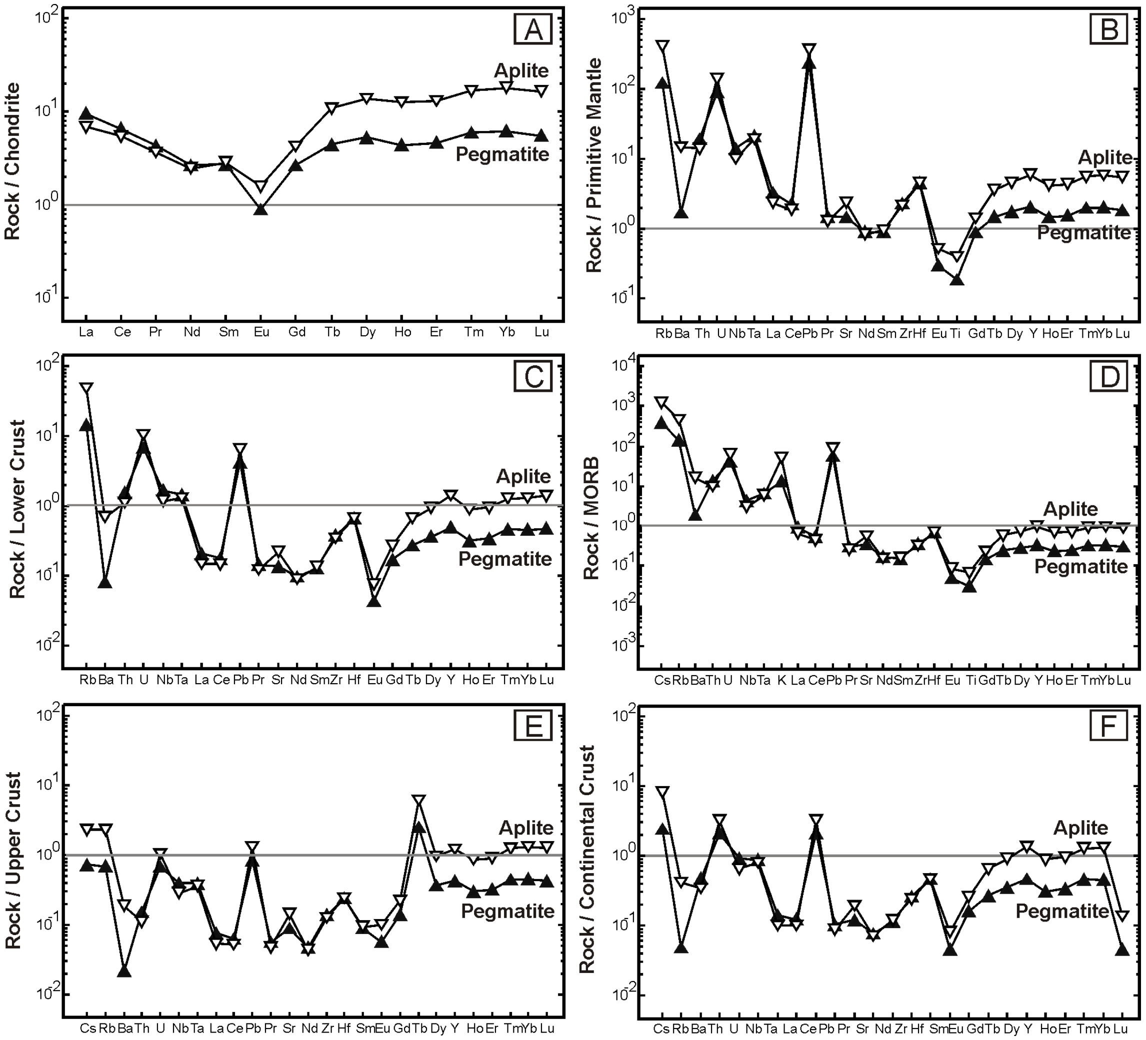
در شکل ۵-۲۳ تغییرات عناصر کمیاب در رگه‌های آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد، نسبت به هم و نسبت به ترکیب‌های پیشنهادی برای کندریت، گوشته اولیه، پوسته زیرین، پوسته اقیانوسی، پوسته بالایی و پوسته قاره‌ای مقایسه شده است. مقدار کم‌تر $(La/Sm)_n$ در مقایسه با $(Gd/Yb)_n$

[1] Loss on Ignition

بیانگر غنی‌شدگی این سنگ‌ها از نظر عناصر نادر سنگین است (پیوست ۹).

همان‌گونه که در شکل ۵-۲۳-A مشاهده می‌شود، نمونه آپلیت و پگماتیت از نظر میزان عناصر نادر خاکی سبک (La، Ce، Nd، Sm و Eu) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (Gd، Tb، Dy، Y، Yb و Lu) شباهت بیش‌تری نشان می‌دهند. این امر می‌تواند به‌دلیل تنوع ترکیبی و تجمع و منطقه‌بندی کانی‌ها در پگماتیت‌ها روی داده باشد. یکی از کانی‌هایی که می‌تواند بر روی میزان عناصر نادر خاکی سنگین این سنگ‌ها تأثیر بگذارد گارنت است؛ زیرا گارنت نسبت به مذاب میزبانش دارای ضریب توزیع یا $K^{i}_{mineral/melt}$ بالایی برای عناصر نادر خاکی سنگین است (شکل ۵-۲۴). به‌طوری‌که هرچه قدر گارنت بیش‌تری از مذاب تبلور و تفریق یابد مقدار عناصر نادر خاکی سنگین در ترکیب سنگ‌های متبلور حاصل افزایش یافته اما در ترکیب مذاب‌های باقیمانده و سنگ‌های حاصل از آن‌ها این عناصر کاهش خواهند یافت.

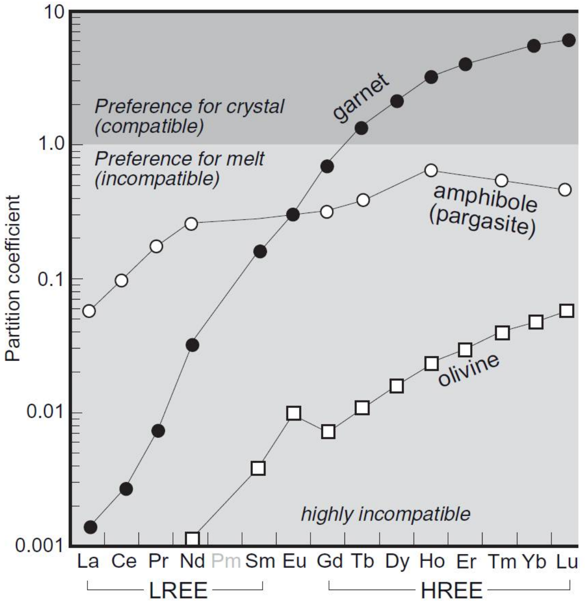
به‌این‌ترتیب، با توجه به شواهد صحرایی که گویای تقدم تبلور آپلیت‌ها نسبت به پگماتیت‌ها هستند، این پدیده منطقی به‌نظر می‌رسد. زیرا ابتدا مذاب‌های آپلیتی با گارنت فراوان‌تر تشکیل شده و پس از آن‌ها مذاب‌های حاصل که مقدار عناصر نادر سنگین آن‌ها کاهش یافته در تشکیل پگماتیت‌ها شرکت کرده‌اند. تشکیل رگه‌های پگماتیتی پس از آپلیتی و قطع کردن آن‌ها نیز این مسئله را تأیید می‌کند. البته شدت کاهش این عناصر و مصرف آن‌ها در هنگام تبلور آپلیت‌ها به اندازه‌ای نبوده که مانع از تشکیل گارنت در پگماتیت‌ها شود. آنومالی بالای Nb و Be در نتایج آنالیز ژئوشیمیایی سنگ‌کل پگماتیت‌ها را می‌توان به‌دلیل حضور کانی‌های کلمبیت و بریل (بر اساس گزارش خلیلی، ۱۹۷۷) در این سنگ‌ها دانست.



شکل ۵-۲۳- نمودارهای بهنجار شده برای عناصر کمیاب در آپلیت و پگماتیت (نمونه KH-2011-1) خواجه‌مراد نسبت به: (A) ترکیب کندریت (برگرفته از مک‌دوناف و سان، ۱۹۹۵)؛ (B) ترکیب گوشته اولیه (برگرفته از مک‌دوناف و سان، ۱۹۹۵)؛ (C) ترکیب پوسته زیرین (برگرفته از تیلور و مک‌لنن، ۱۹۸۵)؛ (D) ترکیب بازالت میان‌اقیانوسی (برگرفته از سان و مک‌دوناف، ۱۹۸۹)؛ (E) ترکیب پوسته بالایی (برگرفته از تیلور و مک‌لنن، ۱۹۸۵)؛ (F) پوسته قاره‌ای (برگرفته از تیلور و مک‌لنن، ۱۹۸۵).

از سوی دیگر، مقادیر Eu/Eu* که برای آپلیت و پگماتیت به‌ترتیب به‌صورت ۰/۴۵ و ۰/۳۳ به‌دست آمده، بیانگر آنومالی منفی Eu است. آنومالی منفی یوروپیم غالباً توسط تبلور فلدسپارها کنترل می‌شود، زیرا در فلدسپارها عنصر یوروپیم در حالت دو ظرفیتی خود یک عنصر سازگار است، درحالی‌که سایر عناصر REE به‌صورت ناسازگار عمل می‌کنند. در حقیقت، آنومالی منفی یوروپیم بیانگر کاهش فوگاسیته مذاب نیز هست، زیرا موجب تشکیل یوروپیم دو ظرفیتی و فراهم شدن امکان ورود آن به ساختار فلدسپارها می‌شود. از این‌رو، در شرایط فوگاسیته کم

اکسیژن در مذاب، تبلور و جدایش فلدسپارها از مذاب (بر اثر تفریق یا ذوب‌بخشی) باعث آنومالی منفی یوروپیم می‌شود؛ اما در مقابل، تبلور و جدایش کانی‌هایی مانند هورنبلند، اسفن، پیروکسن و گارنت می‌توانند در مثبت‌تر شدن آنومالی یوروپیم مؤثر باشند. یوروپیم در ساختار این کانی‌ها، به‌ویژه در حضور فلدسپار، یک عنصر ناسازگار است. از این رو، با افزایش تبلور گارنت، مذاب باقیمانده دارای آنومالی یوروپیم بالاتری خواهد شد. به این‌ترتیب به‌نظر می‌رسد در منطقه خواجه‌مراد، در آپلیت‌های مورد مطالعه که در مقایسه با پگماتیت دارای آنومالی یوروپیم بالاتری هستند، فراوانی گارنت ماگمایی اندکی بیش‌تر باشد.



شکل ۵-۲۴- نمودار ضریب توزیع عناصر نادر خاکی بین کانی و مذاب ($K^{i}_{mineral/melt}$، i = عنصر) برای کانی‌های گارنت، آمفیبول، الیوین در مذاب‌های سیلیکاته بازیک. باید توجه داشت که عناصر HREE (به‌جز Gd) در گارنت سازگار اما عناصر LREE ناسازگار هستند (گیل، ۲۰۱۰).

عناصر HFSE (REE، Y، Th، U، Zr، Hf، Ti، Nb و Ta) و عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (Cs، Zr، Pb، Ba، Sr و Rb) موجود در ترکیب آپلیت و پگماتیت‌ها دارای مقادیر بالاتری نسبت به ترکیب کندریت (شکل ۵-۲۳-A) و گوشته اولیه (شکل ۵-۲۲-B) هستند.

مقایسه ترکیب آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد با ترکیب میانگین پوسته زیرین (شکل ۵-۲۳-C) و پوسته بازالت میان‌اقیانوسی (شکل ۵-۲۳-D) نشان‌دهنده شباهت و در برخی موارد غنی‌شدگی و تهی‌شدگی این عناصر است. به‌طور مثال، در مقایسه با ترکیب پوسته زیرین، آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد از نظر برخی عناصر HFSE (شامل Th، U، Nb و Ta) و LILE (شامل Pb، Ba، Sr و Rb) غنی‌شدگی نشان می‌دهند، اما سایر عناصر تهی‌شدگی دارند. عناصر نادر خاکی سنگین آپلیت با ترکیب پوسته زیرین و مورب شباهت زیادی دارد اما پگماتیت‌ها تهی‌شدگی نشان می‌دهند.

در شکل ۵-۲۳-E و F ترکیب آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد با ترکیب پوسته بالایی و پوسته قاره‌ای مقایسه شده است. آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد در مقایسه با ترکیب پوسته بالایی و قاره‌ای از نظر غالب عناصر دارای تهی‌شدگی هستند. تنها مقدار عناصر نادر خاکی سنگین (به‌ویژه در آپلیت‌ها)، سرب، اورانیم و تا حدودی نیوبیم، تانتالم، روبیدیم و سزیم شباهت‌هایی را نشان می‌دهند.

همان‌گونه که در شکل ۵-۲۳ مشاهده می‌شود، عناصری مانند باریم، سرب، اورانیم، روبیدیم و سزیم در مقایسه با سایر عناصر، دارای آنومالی‌های مثبت و یا منفی شدیدتری هستند. در حقیقت، عناصر ناسازگار متعلق به گروه LFSE مانند باریم، روبیدیم، استرانسیم و سزیم به‌عنوان عناصر متحرک شناخته می‌شوند که طی عواملی مانند تأثیر سیالات گرمابی و دگرگونی یا جوی می‌توانند تا حدودی تحرک یابند.

علاوه بر این، وجود مواد فرار و سیالات غنی از هالوژن‌ها (مانند سیالات فلوئور، کلر و بوردار که در مذاب‌های پگماتیتی وجود دارند) و کربنات‌ها به‌راحتی می‌توانند عناصر نادر خاکی را متحرک و از محیط خارج کنند، هر چند این عناصر در برابر سایر سیالات مقاوم هستند (رولینسون، ۱۹۹۳). از این‌رو یکی از دلایل مقادیر پایین‌تر این عناصر در ترکیب سنگ‌کل آپلیت و پگماتیت در مقایسه با گرانیتوییدهای منطقه (پیوست ۹، شکل ۵-۳) می‌تواند تأثیر سیالات فراوان در مذاب‌های آپلیت - پگماتیتی باشد.

بر اساس قانون اول گلدشمیت، دو کاتیون که دارای شعاع یونی نزدیک به‌هم و بار یونی یکسان هستند (مانند روبیدیم و پتاسیم) می‌توانند جانشین هم شوند. از این‌رو، روبیدیم در ساختار پتاسیم فلدسپار و میکاها می‌تواند به‌راحتی به‌صورت سازگار عمل کرده و جانشین پتاسیم شود. از این رو، ترکیب آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد در مقایسه با ترکیب پوسته بالایی و پوسته قاره‌ای که در آن‌ها پتاسیم فلدسپارها و میکاها فراوان‌تر هستند، روبیدیم دارای آنومالی منفی شده است (شکل‌های ۵-۲۳-E و F).

۵-۲-۲-۲- طبقه‌بندی پگماتیت‌های خواجه‌مراد

طبقه‌بندی‌هایی که برای پگماتیت‌ها ارائه شده با طبقه‌بندی‌های متداول و مورد استفاده برای گرانیتوییدها متفاوت هستند. تاکنون مطالعات زیادی بر روی پگماتیت‌ها به‌منظور طبقه‌بندی انواع آن‌ها صورت گرفته است. از آن جمله می‌توان به مطالعات جدید لندن (۲۰۰۸، ۲۰۱۳، ۲۰۱۴)،

کرنی و ارکیت[1] (۲۰۰۵)، سیمونز[2] (۲۰۰۷)، سیمونز و وبر[3] (۲۰۰۸)، کرنی و همکاران (۲۰۱۲)، توماس و همکاران (۲۰۱۲)، لندن (۲۰۱۳) و توماس و دیویدسون[4] (۲۰۱۳) اشاره کرد.

طبقه‌بندی‌های امروزی غالباً از طبقه‌بندی بودینگتون[5] (۱۹۵۹) و گینسبرگ[6] و همکاران (۱۹۷۹) الهام گرفته‌اند که در آن‌ها پگماتیت‌ها بر اساس عمق جایگیری و ارتباط با توده نفوذی و دگرگونی طبقه‌بندی شده بود. در حقیقت، بودینگتون (۱۹۵۹) و گینسبرگ و همکاران (۱۹۷۹) پگماتیت‌ها را بر اساس عمق تشکیل و مواد معدنی همراه، به چهار گروه تقسیم کردند:

(الف) پگماتیت‌های کم عمق و نزدیک به سطح زمین[7]: این پگماتیت‌ها در عمق ۱۰۰۰ تا ۳۵۰۰ متری از سطح زمین تشکیل شده‌اند و به‌دلیل وجود حفراتی کوچک که ضمن تبلور ماگما و به‌خاطر وجود محلول‌های ماگمایی ایجاد شده، آن‌ها را پگماتیت‌های حفره‌دار[8] نیز می‌گویند. معمولاً در بخش فوقانی توده‌های گرانیتی قرار دارند و بافت آن‌ها پورفیری است. این پگماتیت‌ها گاهی حاوی کانی‌های قیمتی بریل و توپاز هستند و به‌ندرت لیتیم، قلع و عناصر کمیاب در آن‌ها یافت می‌شود؛

(ب) پگماتیت‌هاي عمق متوسط[9]: در عمق ۳/۵ تا ۷ کیلومتری سطح زمین قرار گرفته‌اند و به پگماتیت‌های حاوی عناصر کمیاب معروف هستند. سنگ‌های دگرگونی مجاور این پگماتیت‌ها، از نوع کردیریت آمفیبولیت بوده و ارتباط مستقیم با ماگمای گرانیتی دارند و عناصر موجود در این زون شامل P، F، B، Ge، Zr، Hf، Nb، Ta، Be، Cs، Rb و Li هستند. در بعضی از پگماتیت‌های این نوع کانی‌سازی قلع، تانتالیم، نئوبیم، بریلیم و عناصر کمیاب دیده می‌شود. ارزش اقتصادی این پگماتیت‌ها از تیپ‌های سه‌گانه بیش‌تر است؛

(پ) پگماتیت‌های عمیق[10]: این پگماتیت‌ها در عمق ۱۱-۷ کیلومتری از سطح زمین تشکیل شده و به پگماتیت‌های میکادار یا پگماتیت‌های ساده معروف هستند و سنگ‌های دگرگونه این مناطق

---

[1] Cerný and Ercit

[2] Simmons

[3] Webber

[4] Davidson

[5] Buddington

[6] Ginsburg

[7] Near surface zone

[8] Miorolitic cavities pegmatite

[9] Hypabyssal zone

[10] Abyssal zone

از رخساره آلماندین - آمفیبولیت هستند. ترکیب شیمیایی پگماتیت‌های میکادار به‌طور عمده از نوع گرانودیوریت و گرانیت هستند. کانی‌های فرعی آن عبارت‌اند از گرونا، تورمالین، کیانیت، زیرکن، آپاتیت و مونازیت. مقدار Ba، Sr و Ca این پگماتیت‌ها بالاست، زیرا تفریق ماگمایی در این گروه صورت نگرفته است؛

(ت) پگماتیت‌های بسیار عمیق[1]: در عمق بیش از ۱۱ کیلومتری سطح زمین تشکیل شده‌اند و به پگماتیت‌های سرامیکی معروف هستند. این پگماتیت‌ها فقط با سنگ‌های دگرگونه گرانولیت یا میگماتیت‌ها در ارتباط هستند و توده نفوذی به‌همراه آن‌ها گزارش نشده است. این پگماتیت‌ها به‌طور تدریجی به میگماتیت تبدیل می‌شوند. کانی‌سازی در آن مشاهده نشده و به‌ندرت مونازیت و آلانیت یافت می‌شود. مصارف این پگماتیت‌ها برای تولید انواع سرامیک‌ها است.

بر اساس این طبقه‌بندی پگماتیت‌های خواجه‌مراد با دارا بودن بریلیم، لیتیم و استرانسیم و ارتباط مستقیم آن‌ها با مونزوگرانیت‌های منطقه مشابه پگماتیت‌های عمق متوسط یا پگماتیت‌های حاوی عناصر کمیاب هستند.

از سوی دیگر، گیلبرت و پارک[2] (۱۹۸۶) پگماتیت‌ها را بر اساس خاستگاه، نوع کانی‌ها و ساختمان داخلی‌شان به دو دسته پگماتیت‌های ساده و پیچیده تقسیم‌بندی کرده‌اند:

(۱) پگماتیت‌های ساده دارای کانی‌شناسی ساده‌ای بوده و فاقد ساختمان داخلی هستند. این پگماتیت‌ها غالباً از بلورهای درشت کوارتز و فلدسپارهای آلکالی و میکا تشکیل شده‌اند. در این پگماتیت‌ها کانی‌های کمیاب (مانند بریل، آپاتیت، اورانینیت و اسپودمن) معمولاً وجود ندارند؛

(۲) پگماتیت‌های پیچیده دارای کانی‌شناسی پیچیده و ساختار منطقه‌ای هستند به‌طوری‌که می‌توان ساختار آن‌ها را از خارج به داخل به بخش‌های حاشیه[3]، دیواره[4]، میانی[5] و هسته[6] تقسیم‌بندی کرد.

مطالعه پگماتیت‌های خواجه‌مراد نشان می‌دهد که هم پگماتیت‌های نوع ساده و فاقد ساختمان داخلی و واجد کانی‌شناسی ساده و هم پگماتیت‌های پیچیده با کانی‌شناسی پیچیده و ساختار منطقه‌ای در منطقه وجود دارند. البته در مورد پگماتیت‌های پیچیده همیشه هر چهار بخشِ حاشیه، دیواره، میانی و هسته لزوماً دیده نمی‌شود و گاه بخش‌های میانی رگه‌ها از دید

[1] Ultra abyssal zone

[2] Guilbert and Park

[3] Border zone

[4] Wall zone

[5] Intermediate zone

[6] Core zone

پنهان بوده و فاقد رخنمون در سطح زمین هستند (میرنژاد، ۱۳۷۰). همان‌گونه که در فصل ششم (بر اساس شیمی عناصر اصلی در گارنت) به منطقه‌بندی این رگه‌ها اشاره خواهد شد، رخنمون قابل نمونه‌برداری رگه‌های آپلیت - پگماتیت در منطقه خواجه‌مراد نیز شامل بخش حاشیه و دیواره پگماتیت است. به این ترتیب، بر اساس طبقه‌بندی گیلبرت و پارک (۱۹۸۶)، پگماتیت‌های منطقه خواجه‌مراد برخی از نوع ساده با گسترش و ضخامت کم (رگه‌های در حد چند سانتی‌متر) و برخی از نوع پگماتیت‌های پیچیده با گسترش و ضخامت بیش‌تر (تا چندین متر) و دارای منطقه‌بندی بوده و می‌توان در آن‌ها مناطق حاشیه و دیواره را مشخص کرد.

پس از آن، طبقه‌بندی پگماتیت‌ها توسط کرنی (۱۹۹۱) ارائه شد که امروز در اغلب مطالعات از آن استفاده می‌شود. در مطالعات وی علاوه بر عمق و ارتباط پگماتیت با توده نفوذی و دگرگونی، ترکیب برخی عناصر نیز در نظر گرفته شده است. در این طبقه‌بندی پگماتیت‌ها شامل چهار گروه اصلی هستند:

(۱) آبیسال (درجه بالا تا کم فشار)؛ (۲) مسکوویت (فشار بالا، دما پایین)؛ (۳) عناصر نادر (دما و فشار پایین): این گروه شامل زیر گروه غنی از لیتیم - سزیم - تانتالم (یا LCT[1]) و زیر گروه غنی از نیوبیم - ایتریم - فلوئورین (یا NYF[2]) است. این زیر گروه‌ها نیز بر اساس ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمی به دسته‌های دیگری تقسیم‌بندی شده‌اند و (۴) میارولیتیک (عمق کم).

اگرچه این طبقه‌بندی برای اغلب پگماتیت‌ها قابل استفاده است، اما مطالعات بیش‌تر نشان داد که برخی از پگماتیت‌ها را نمی‌توان در این گروه‌ها جای داد. به‌ویژه پگماتیت‌های گروه NYF به‌دلیل تنوع بسیار بالا نیازمند مطالعات بیش‌تر و طبقه‌بندی‌های دقیق‌تری بودند. به‌طور مثال برخی از پگماتیت‌هایی که در این گروه قرار می‌گرفتند فاقد ایتریم و یا نیوبیم بودند و یا گاه پگماتیت‌هایی با سزیم بالا نیز در این گروه قرار می‌گرفتند. برخی از پگماتیت‌ها دارای ویژگی‌های هر دو گروه NYF و LCT بودند. علاوه بر این، در طبقه‌بندی کرنی (۱۹۹۱) امکان تشکیل مستقیم پگماتیت‌ها از آناتکسی در نظر گرفته نشده بود. ازاین‌رو، در طی سال‌های زیادی این طبقه‌بندی دچار تغییرات بیش‌تری شد (سیمونز، ۲۰۰۷). کرنی و ارکیت (۲۰۰۵) با در نظر گرفتن طبقه‌بندی‌های قبلی، یک طبقه‌بندی جدید ارائه کردند که در آن سه خانواده اصلی برای پگماتیت‌های گرانیتی مشخص شده است:

(۱) خانواده NYF که دارای نیوبیم، ایتریم و فلوئورین بالا (در کنار Be، REE، Sc، Ti، Zr، Th

[1] Lithium, Cesium, and Tantalum

[2] Niobium, Yttrium, and Fluorine

و U) بـوده و حاصـل تفریـق مـذاب‌های گرانیتـی نـوع A و I هسـتند کـه از گوشـته و یـا پوسـته تهـی شده منشأ گرفته‌اند؛

(۲) خـانواده پرآلومینـوس LCT کـه دارای مقـدار بـالای لیتـیم، سـزیم و تانتـالم (Rb، Be، Sn، B، P و F) بوده و از مذاب‌های گرانیتی نوع S و در مواردی نیز نوع I مشتق شده‌اند؛

(۳) خانواده NYF+LCT با منشأهای مختلف.

در پیوسـت ۱۵ نیـز طبقه‌بنـدی پگماتیت‌هـا بـر اسـاس آخـرین تغییـرات توسـط کرنـی و همکـاران (۲۰۱۲) آورده شـده اسـت. در ایـن طبقه‌بنـدی، رده‌هـای مختلـف پگماتیت‌هـا بـر اسـاس محـیط دگرگـونی سـنگ میزبـان آن‌هـا (رده آبیسـال)، کانی‌شناسـی (رده مسـکوویت)، ترکیـب عناصـر (رده عناصر نـادر) و بافـت (رده میارولیتیـک) مشـخص شـده اسـت. رده‌هـای اغلـب پگماتیت‌هـا تـا حـدودی می‌تواند بـا محیط جـایگیری و گـاه عمـق تشـکیل آن‌هـا مـرتبط باشـد؛ امـا بـه‌هرحال، عمـق تشـکیل و تبلـور پگماتیت‌هـا چنـدان تـأثیر مشخصـی بـر روی شـیمی و بافـت آن‌هـا نـدارد. اغلـب پگماتیت‌هـا توده‌های نفـوذی هسـتند کـه پـس از سـنگ میزبانشـان تشـکیل شـده‌اند. دمـا و فشـاری کـه پگماتیـت در آن متبلور می‌شود ارتباط مسـتقیمی بـا شـرایط تشـکیل و کانی‌شناسـی سـنگ میزبـان نـدارد (و یـا ارتبـاط بسـیار کمـی دارد). از ایـن رو، اسـتفاده از رده‌هـای ارائـه شـده بـرای پگماتیت‌هـا می‌توانـد تـا حـدودی دارای ابهـام بـوده و گـاه متنـاقض باشـد (تـاچف[1]، ۲۰۱۱)؛ امـا از آن‌جایی‌کـه عـلاوه بـر کانی‌هـای متـداول در آپلیـت و پگماتیت‌های‌گارنـت‌دار خواجـه مـراد، خلیلـی (۱۹۷۷) بـه حضـور مجموعـه کانی‌هـای بریـل و کلمبیت در ایـن سـنگ‌ها اشـاره کـرده اسـت، از ایـن رو می‌تـوان ایـن سـنگ‌ها را در گـروه پگماتیـت‌هـای عناصـر نـادر لیتـیم‌دار (RE-Li) و در خـانواده پگماتیت‌هـای LCT طبقه‌بنـدی کرد.

۵-۲-۲-۳- خاستگاه مذاب‌های آپلیتی و پگماتیتی گارنت‌دار خواجه‌مراد

بـیش از یـک قـرن اسـت کـه ماهیـت و خاسـتگاه پگماتیت‌هـا توسـط پژوهشـگران زیـادی مطالعـه شـده اسـت. بـر اسـاس سـیمونز و وبـر (۲۰۰۸) مـذاب‌های باقیمانـده و مشـتق شـده از تبلـور مـذاب‌های گرانیتـی و یـا تبلـور بخشـی طـولانی مـدت و ذوب آناتکسـی مسـتقیم سـنگ‌ها بـه‌عنوان خاسـتگاه پگماتیت‌هـای گرانیتـی در نظـر گرفتـه می‌شـود. در مطالعـه‌ای جدیـد، تومـاس و دیویدسـون (۲۰۱۲) بـا مطالعـه ادخال‌هـای سـیال، بـه ارائـه شـواهدی بـرای خـروج مـواد فـرار و مـذاب‌های غنـی از عناصـر ناسـازگار از گرانیت‌هـای معمـولی پرداختنـد. از ایـن رو، ایشـان معتقدنـد کـه بخـش عظیمـی از

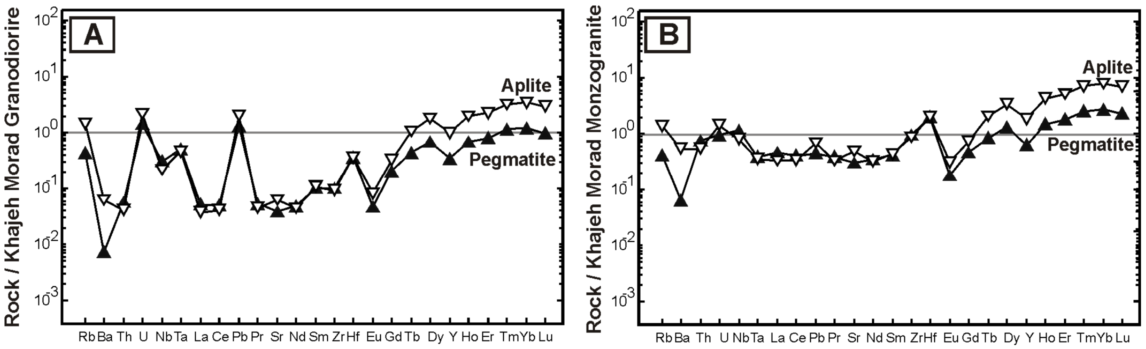
[1] Tkachev

پگماتیت‌های گرانیتی از نظر خاستگاه مستقیماً با یک توده گرانیتی در ارتباط هستند. در حقیقت، پگماتیت‌ها می‌توانند گویای عناصر کمیاب خاستگاه‌های گرانیتی خود باشند و می‌توان آن‌ها را به گرانیت‌هایی که از آن‌ها مشتق شده‌اند نسبت داد. با توجه به سرد شدن سریع و دمای کم مذاب‌های پگماتیتی، تعاملات مذاب پگماتیتی با سنگ‌های دربرگیرنده کم بوده و چندان موجب تغییر شیمی مذاب پگماتیتی نمی‌شود (کرنی و همکاران، ۲۰۱۲). عناصر کمیاب اغلب پگماتیت‌ها با گرانیت‌های نوع S (با خاستگاه رسوبی، اغلب محیط تکتونیکی پس از برخورد) و نوع A (خاستگاه پوسته زیرین ± گوشته، محیط غیرکوه‌زایی) شباهت دارد. پگماتیت‌ها معمولاً با گرانیت‌های نوع I (با خاستگاه آذرین) همراه نیستند. تفاوت بین گرانیت‌هایی که پگماتیت‌ها را به‌وجود می‌آورند در بود یا نبود سیالات بور، فسفر، فلوئوردار و آب‌دار در منشأ آن‌ها است (کرنی و همکاران، ۲۰۱۲).

در ادامه به بررسی خاستگاه این سنگ‌ها بر اساس شیمی و ترکیب ایزوتوپی سنگ کل و کانی‌ها پرداخته می‌شود.

۵-۲-۲-۴- خاستگاه آپلیت و پگماتیت گارنت‌دار خواجه‌مراد بر اساس ترکیب سنگ‌کل

با بررسی ژئوشیمی عناصر کمیاب (شکل ۵-۲۳) مشاهده می‌شود که آپلیت و پگماتیت گارنت‌دار خواجه‌مراد شباهت مشخص و قابل قبولی با مذاب‌های گوشته اولیه و پوسته بالایی نشان نمی‌دهند زیرا این سنگ‌ها حاصل فرآیندهای تفریق نهایی بوده و نسبت به مذاب والد خود دچار تغییرات شیمیایی شده‌اند؛ اما با توجه به این‌که آپلیت‌ها و پگماتیت‌های مورد مطالعه به‌صورت آذرین‌تیغه‌هایی گرانودیوریت‌های قدیمی (GD) و مونزوگرانیت‌های جوان‌تر (MG) منطقه را قطع کرده‌اند در ادامه به بررسی ارتباط بین خاستگاه و ترکیب آپلیت و پگماتیت‌های خواجه‌مراد با گرانیتوییدهای میزبانشان پرداخته می‌شود. در شکل ۵-۲۵ ترکیب آپلیت و پگماتیت نسبت به ترکیب میانگین گرانودیوریت و مونزوگرانیت منطقه به‌هنجار شده است تا بتوان آن‌ها را به‌خوبی از لحاظ ترکیب عناصر مختلف مقایسه کرد.



شکل ۵-۲۵- نمودارهای به‌هنجار شده برای عناصر کمیاب در آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد نسبت به ترکیب میانگین: (A) گرانودیوریت خواجه‌مراد؛ (B) مونزوگرانیت خواجه‌مراد.

بر روی نمودار به‌هنجار شده نسبت به ترکیب میانگین گرانودیوریت‌های خواجه‌مراد (شکل ۵-۲۵-A)، آپلیت - پگماتیت خواجه‌مراد تنها از نظر میزان عناصر روبیدیم، اورانیم، سرب و HREE تا حدودی شبیه گرانودیوریت‌ها هستند و با توجه به مقیاس لگاریتمی نمودار، از نظر سایر عناصر شدیداً تهی‌شدگی نشان می‌دهند. در مقابل در نمودار به‌هنجار شده نسبت به ترکیب میانگین مونزوگرانیت‌های خواجه‌مراد (شکل ۵-۲۵-A)، آپلیت - پگماتیت خواجه‌مراد شباهت نسبی به‌مراتب بالایی را به مونزوگرانیت نشان می‌دهد و تنها از نظر یوروپیم تهی‌شده‌تر، از نظر عناصر HREE اندکی (کم‌تر از ده برابر) غنی‌شده‌تر و از نظر عناصر Ta، La، Ce، Pb، Pr، Sr، Nd، Sm و Ba تا حدودی تهی‌تر هستند. مقدار بالاتر عناصر HREE و مقدار کم‌تر روبیدیم، استرانسیم، پتاسیم و باریم (نسبت به گرانودیوریت و مونزوگرانیت) با حضور گارنت در سنگ‌های آپلیت - پگماتیتی هم‌خوانی دارد. میزان آنومالی کم‌تر یوروپیم در آپلیت - پگماتیت نسبت به گرانودیوریت و مونزوگرانیت نشان‌دهنده تهی بودن مذاب آپلیت - پگماتیت از عنصر Eu به‌دلیل فوگاسیته پایین اکسیژن در مذاب‌های اولیه و تشکیل هم‌زمان کانی‌های کلسیم‌دار مانند پلاژیوکلاز است. علاوه بر این، تبلور پلاژیوکلاز می‌تواند موجب افزایش نسبت Rb/Sr در مذاب شود. مقدار میانگین این نسبت در گرانودیوریت، مونزوگرانیت، آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد به‌ترتیب ۰/۲۷، ۱/۳۷، ۱/۶۴ و ۳/۸۱ است که با آنومالی منفی بالای مذاب آپلیت - پگماتیت هم‌خوانی دارد. در هنگام تفریق عناصری مانند نئوبیم و هافنیم در مذاب باقی‌مانده و وارد فازهای نهایی می‌شوند و از این‌رو مقدار این عناصر در آپلیت - پگماتیت نسبت به مونزوگرانیت غنی‌شدگی نشان می‌دهد.

نسبت ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{147}Sm/^{144}Nd$ دارای شباهت بسیار زیادی با نسبت‌های ایزوتوپی در مونزوگرانیت‌های نوع S منطقه و کم‌ترین شباهت با گرانودیوریت‌های نوع I منطقه

هستند (پیوست ۱۱). علاوه بر این، مقدار $\delta^{18}O$ کوارتز برای آپلیت - پگماتیت خواجه‌مراد در حدود ۱۳/۵۱ تا ۱۳/۶۷ پرمیل است (پیوست ۱۲) که این مقادیر بالای $\delta^{18}O$ بیش‌تر بیانگر مشتق شدن آن‌ها از مذاب نوع S مونزوگرانیتی نسبت به مذاب‌های نوع I گرانودیوریتی منطقه است. استفاده از فرمول $\Delta_{quartz\text{-}magma} = 1.1‰$ توسط فوریه و هریس (۲۰۱۱) نشان می‌دهد که مقدار $\delta^{18}O$ در مذاب آپلیت و پگماتیت به ترتیب ۱۲/۵۱ و ۱۲/۵۶ بوده است و با توجه به شکل ۵-۱۲ این مقادیر نیز با محدوده تغییرات $\delta^{18}O$ در مذاب‌های نوع S (مانند گرانیت نوع S کیپ، گرانیت‌های فلاهیه و داناسیوباسی) نسبت به گرانیت‌های نوع I (مانند توده DTG ده‌نو و گرانیت‌های نوع I در مناطق کیپ، کونار، یوزگات، بیپازیری ترکیه) شباهت بیش‌تری نشان می‌دهند.

بر این اساس مشاهده می‌شود که شیمی آپلیت - پگماتیت دارای کم‌ترین شباهت با گرانودیوریت‌های نوع I منطقه و بیش‌ترین شباهت با مونزوگرانیت‌های منطقه است و می‌توان منشأ مذاب‌های آپلیت - پگماتیت گارنت‌دار را با مونزوگرانیت‌های نوع S منطقه مرتبط دانسته و آن‌ها را محصول تفریق این سنگ‌ها در مراحل نهایی تبلور دانست.

با توجه به کرنی و همکاران (۲۰۱۲) و چاپل و وایت (۲۰۰۱) تشکیل پگماتیت‌های خواجه‌مراد که از نوع عناصر نادر لیتیم‌دار (RE-Li) و در خانواده پگماتیت‌های LCT هستند در ارتباط با مونزوگرانیت‌های نوع S و پرآلومینوس خواجه‌مراد قابل قبول است.

به‌دلیل فراوانی دایک‌های پگماتیتی در کمربندهای کوه‌زایی، مارتین و دی‌وتو[1] (۲۰۰۵) پگماتیت‌های خانواده LCT را با مناطق فرورانش مرتبط می‌دانند. همچنین، همان‌گونه که ناچف (۲۰۱۱) پیشنهاد داده است، پگماتیت‌های نوع LCT خواجه‌مراد می‌توانند با فازهای پست‌تکتونیک تشکیل مونزوگرانیت‌های نوع S منطقه و در کمربندهای برخورد قاره‌ای تشکیل شده باشند. برخی از عوامل مؤثر بر اندازه بزرگ بلورها در پگماتیت عبارت‌اند از: (۱) به سبب تزریق ماگمای گرانیتی به سنگ‌های سردتر باشد که به‌طور مؤثری موجب سرد شدن ماگما شده (لندن، ۱۹۹۲) و در نتیجه موجب انجماد[2] آن می‌شود و نسبت N:G کاهش یافته و هسته‌زایی کند می‌شود؛ (۲) آب و سایر مواد فرار ماگما موجب کاهش مقدار هسته‌زایی (N) به حداقل و در مقابل افزایش رشد بلور (G) می‌شوند. این مسئله می‌تواند اندازه بزرگ دانه‌های موجود در پگماتیت‌هایی را توجیه نماید که درون سنگ‌های سرد نفوذ کرده‌اند، اما برخی از پگماتیت‌ها در

---

[1] Martin and De Vito

[2] Undercooling

حوضه‌های دگرگونی ناحیه‌ای دما بالا تشکیل شده‌اند. در این نوع از پگماتیت‌ها، سرعت کم هسته‌زایی (که حاصل هسته‌زایی کم در یک مذاب غنی از مواد فرار است)، در طی مدت طولانی سرد شدن می‌تواند باعث شود تبلور در مدت زمان سرد شدن باقیمانده سرعت پیدا کند. بنابراین، بلورهای غیرعادی و بزرگ پگماتیت‌ها حاصل هسته‌زایی کم و رشد زیاد در یک ماگمای آب‌دار هستند؛ (۳) یکی دیگر از فرآیندهایی که موجب اندازه بزرگ دانه‌ها می‌شود انحلال هسته‌ها و ذرات بلوری ریز و رشد توأم قطعات بلوری بزرگ در طی هسته‌زایی و اوایل مرحله رشد است (هیگینز[1]، ۱۹۹۸). در محدوده خواجه‌مراد، در مواردی کانی تورمالین، به رنگ سیاه و به طول ۵-۸ سانتی‌متر، دیده می‌شود که از نظر مطالعات جواهرشناسی دارای اهمیت است. همچنین، کانی های فلدسپار (ارتوکلاز) درشت‌دانه منطقه در مصارف صنعتی، شیشه‌سازی و سرامیک اهمیت دارند.

۵-۳- ژئوشیمی سنگ‌کل و خاستگاه سنگ‌های دگرگونی خلج و ده‌نو

سنگ‌های تخریبی سیلیس‌دار ابزار خوبی برای مطالعه خاستگاه رسوبی و محیط تکتونیکی حوضه‌های رسوبی هستند (دیکینسون[2]، ۱۹۷۰؛ باتیا[3]، ۱۹۸۳؛ روسر و کورش[4]، ۱۹۸۸؛ فلوید و لووریج[5]، ۱۹۸۷). خاستگاه رسوبی، به‌خصوص در حاشیه فعال ورقه‌ها به‌علت فرسایش و تخریب بعدی به‌دشواری قابل شناسایی است. در چنین چرخه‌هایی مطالعه سنگ‌های رسوبی مرتبط، راه مفیدی برای تعیین سنگ منشأ و تاریخچه تحرک حواشی فعال قدیمی است (سان[6] و همکاران، ۲۰۰۸). بنابراین، تحقیقات کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی متاپلیت‌های منطقه، آگاهی ما را از خاستگاه رسوبی، محیط تکتونیکی و نحوه تکوین تکتونوماگمایی حوضه رسوبی قدیمی منطقه وسعت می‌بخشد و در این راستا استفاده از اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب و نادر خاکی برای بررسی خاستگاه رسوبات استفاده می‌شود. به‌منظور بررسی این سنگ‌ها تعدادی از نمونه‌های میکاشیست در منطقه خلج و ده‌نو مورد آنالیز سنگ کل قرار گرفته‌اند (پیوست ۹).

میکاشیست‌های خلج دارای سیلیس در حدود ۵۹/۹۳ - ۶۸/۳۱ (درصد وزنی) و اکسید آلومینیم در

---

[1] Higgins

[2] Dickinson

[3] Bhatia

[4] Roser and Korsch

[5] Floyd and Leveridge

[6] Sun

حدود ۱۳/۰۳ - ۱۴/۶۹ (درصد وزنی) هستند. مقادیر اکسید آهن کل (به‌صورت آهن سه ظرفیتی) در حدود ۲/۵۹ تا ۷/۹۸ درصد وزنی، اکسید سدیم در حدود ۲/۲۶ تا ۲/۳۸ درصد وزنی، اکسید پتاسیم در حدود ۲/۶۸-۶/۸۹ درصد وزنی، اکسید کلسیم در حد ۱/۹۰ - ۳/۰۰ درصد وزنی، اکسید منیزیم ۰/۲۸ تا ۲/۹۵ درصد وزنی بوده و مجموع اکسید تیتانیم و منگنز کم‌تر از ۱ درصد هستند.

در منطقه ده‌نو نیز میکاشیست‌ها و هورنفلس دارای ترکیب مشابهی از نظر عناصر اصلی و فرعی بوده و دارای سیلیس در حدود ۵۲/۲۸ تا ۶۲/۸۸ درصد وزنی و اکسید آلومینیم در حدود ۵۹/۹۳ تا ۶۸/۳۱ درصد وزنی هستند. مقادیر اکسید آهن کل (به‌صورت آهن سه ظرفیتی) در حدود ۹/۰۹ تا ۱۵/۵۷ درصد وزنی، اکسید سدیم در حدود ۰/۵۹ تا ۱/۱۹ درصد وزنی، اکسید پتاسیم در حدود ۱/۷۴ تا ۲/۵۸ درصد وزنی، اکسید کلسیم در حدود ۰/۳۲ تا ۰/۵۹ درصد وزنی، اکسید منیزیم ۱/۵۸ تا ۱/۷۷ درصد وزنی بوده و مجموع اکسید تیتانیم و منگنز کم‌تر از ۱ درصد هستند.

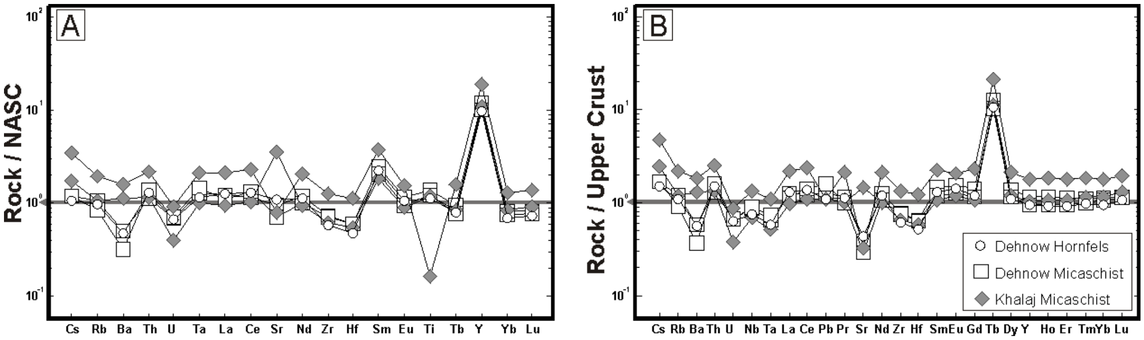
به‌این‌ترتیب، می‌توان گفت در منطقه ده‌نو مقدار سیلیس، آهن و آلومینیم اندکی بیش‌تر از نمونه‌های خلج است، اما درباره سایر عناصر، نمونه‌های خلج به‌طور نسبی غنی‌شده‌تر هستند. به‌منظور بررسی الگوی عناصر کمیاب و واسطه در متاپلیت‌های خلج و ده‌نو نمودار چند عنصری به‌هنجار شده نسبت به شیل مرکب آمریکای شمالی[1] و پوسته بالایی برای این سنگ‌ها ترسیم شده است (شکل ۵-۲۶).

- بر اساس این نمودارها، ترکیب میکاشیست و هورنفلس ده‌نو بسیار شبیه بوده و اختلاف ترکیبی مشخصی نشان نمی‌دهند؛
- الگوی عناصر نادر خاکی و کمیاب در متاپلیت‌های خلج و ده‌نو بسیار شبیه است؛ اما علی‌رغم الگوی مشابه، در میکاشیست‌های خلج اندکی غنی‌شدگی مشاهده می‌شود؛
- متاپلیت‌های خلج و ده‌نو در عناصر نادر خاکی سنگین شباهت بسیار زیادی با ترکیب شیل مرکب آمریکای شمالی و پوسته بالایی دارند؛
- در الگوی به‌هنجارسازی شده نسبت به پوسته بالایی، عناصر نمونه‌های خلج اندکی غنی‌شدگی نشان می‌دهند، اما از نظر عناصر LILE (شامل Cs، Rb) و Tb آنومالی مثبت و Sr دارای آنومالی منفی هستند. نمودارهای عنکبوتی نشان می‌دهند شیست‌های مورد مطالعه دارای بیش‌ترین شباهت با ترکیب پوسته بالایی هستند؛
- عناصر Y و Sm در نمونه‌های متاپلیتی مورد مطالعه نسبت به ترکیب شیل مرکب آمریکای شمالی غنی‌شدگی نشان می‌دهند که این امر با تشکیل گارنت در این نمونه‌ها تطابق دارد؛ اما

[1] NASC = North American Shale Composite

از نظر Y و Sm به ترکیب پوسته بالایی شباهت دارند؛

– عنصر Tb و تا حدودی Rb و Cs در متاپلیت‌های خلج و ده‌نو نسبت به ترکیب پوسته بالایی دارای غنی‌شدگی و عنصر Sr و تا حدودی Ba، U و Hf تهی‌شدگی نشان می‌دهد. Sr طی هوازدگی به‌سرعت از سیستم خارج می‌شود. به‌همین دلیل، آنومالی منفی این عناصر در الگو ایجاد شده است.



شکل ۵-۲۶- ترکیب میکاشیست‌های خلج و میکاشیست‌ها و هورنفلس ده‌نو بر روی نمودارهای به‌هنجار شده به ترکیب: (A) شیل مرکب آمریکای شمالی (گرومت[1] و همکاران، ۱۹۸۴)؛ (B) پوسته بالایی (تیلور و مک‌لنن، ۱۹۸۱).

۵-۳-۱- خاستگاه و ماهیت سنگ مادر متاپلیت‌های خلج و ده‌نو

بر اساس شیمی کانی تورمالین در میکاشیست‌های منطقه ده‌نو، ترکیب سنگ میزبان تورمالین در نمودار Fe-Mg-Al تقریباً در محدوده (۵) و نزدیک به محدوده (۴) و در نمودار Fe-Mg-Ca در محدوده (۱۰) قرار گرفته است (شکل ۳-۴۸- پ)؛ که بر اساس پیشنهاد هنری و گویدتی[2] (۱۹۸۵)، این محدوده‌ها به‌صورت متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های غیر هم‌زیست با یک فاز اشباع از Al (محدوده ۵) و سنگ‌های کوارتز - تورمالین، متاپسامیت‌ها و متاپلیت‌های فقیر از Ca هستند. از این‌رو، سنگ‌های رسوبی و پلیتی منطقه که دارای مقادیر کافی از عناصر Mg، Al، Fe، Ca و Na بوده‌اند در تأمین این عناصر برای تشکیل تورمالین در طی فرآیند دگرگونی مجاورتی نقش مهمی داشته‌اند.

همچنین، با استفاده از عناصر اصلی موجود در متاپلیت‌ها می‌توان به نوع سنگ رسوبی قدیمی پی برد. برای این منظور از نمودار هرون[3] (۱۹۸۸) استفاده می‌شود. در این نمودار که بر مبنای تغییرات لگاریتمی Fe_2O_3/K_2O در برابر SiO_2/Al_2O_3 طراحی شده، نمونه‌های ده‌نو در

---

1 Gromet

2 Henry and Guidotti

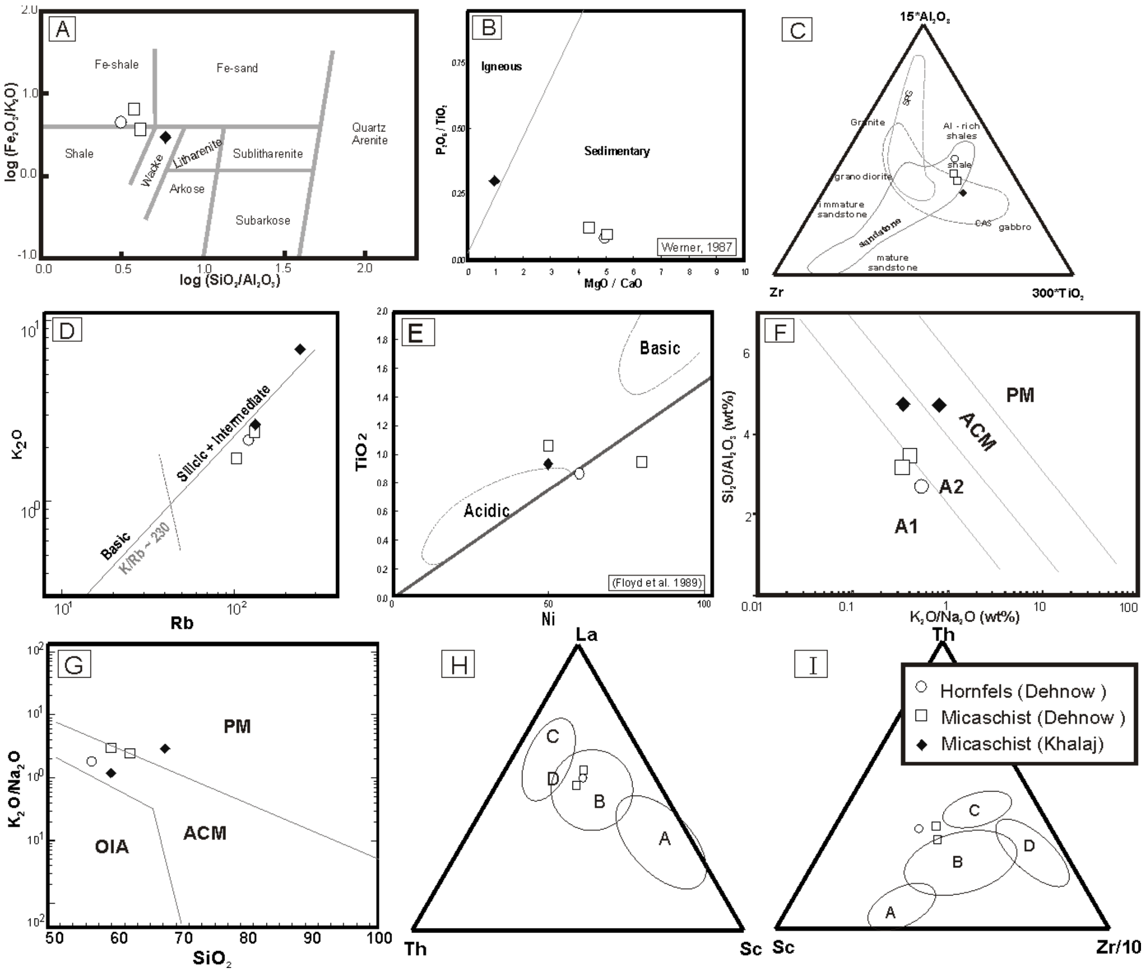
3 Herron

محدوده شیل و نمونه خلج در قسمت گری‌وک قرار گرفته‌اند (شکل ۵-۲۷-A). عناصر اصلی و کمیاب آلومینیم، تیتانیم و زیرکنیم در طی هوازدگی شیمیایی کمتر متحرک‌اند و مقدار قابل توجهی از تیتانیم و زیرکنیم در کانی‌های مقاوم مانند زیرکن، روتیل و ایلمنیت حفظ می‌شوند. لذا از این عناصر می‌توان با اطمینان بیش‌تری برای تعیین خاستگاه رسوبی اولیه بهره برد. طبقه‌بندی سنگ‌های رسوبی بر پایه Zr و Ti ارائه شده توسط گارسیا[1] و همکاران (۱۹۹۴)، متاپلیت‌ها و ترکیب رسوبات اولیه این مناطق را شیل ارزیابی می‌کند (شکل ۵-۲۷-C).

با توجه به نمودار ورنر[2] (۱۹۸۷)، سنگ منشأ متاپلیت‌های ده‌نو از نوع رسوبی بوده و دارای CaO/MgO بیش‌تر از ۴ و نسبت پایین P_2O_5/TiO_2 (کم‌تر از ۰/۱۲) هستند؛ اما نمونه‌های خلج با دارا بودن CaO/MgO کم‌تر از ۱ و نسبت بالای P_2O_5/TiO_2 (بالاتر از ۰/۲۹) بیش‌تر به آذرین‌ها شباهت نشان می‌دهند (شکل ۵-۲۷-B). بر اساس نمودارهای فلوید و همکاران (۱۹۸۹) سنگ مولد این رسوبات مشابه سنگ‌های آذرین از نوع حد واسط تا اسیدی بوده است (شکل‌های ۵-۲۷-D و E).

[1] Garcia

[2] Werner



شکل ۵-۲۷- (A) نمودار $log(Fe_2O_3/K_2O)$ در برابر $log(SiO_2/Al_2O_3)$ (هرون، ۱۹۸۸)؛ (B) نمودار تمایز سنگ منشأ رسوبی و آذرین (ورنر، ۱۹۸۷)؛ (C) مثلث Zr-Al-Ti ارائه شده توسط گارسیا و همکاران (۱۹۹۴)؛ (D) نمودار $Rb-K_2O$ (فلوید و همکاران، ۱۹۸۹) که در آن نسبت K/Rb~230 بیانگر روند ماگمایی است (شاو، ۱۹۶۸)؛ (E) نمودار TiO_2 بر پایه Ni که در آن محدوده‌های اسیدی و بازی توسط فلوید و همکاران (۱۹۸۹) تعیین شده است؛ (F) نمودار SiO_2/Al_2O_3 در برابر K_2O/Na_2O (مینارد[1] و همکاران، ۱۹۸۲) (PM: Passive Margin، ACM: Active Continental Margin، A: Island Arc)؛ (G) نمودار تعیین محیط تکتونیکی رسوبات مادر (روسر و کورش، ۱۹۸۶)؛ (H) نمودار متمایز کننده رسوبات بر اساس La-Th-Sc (باتیا و کروک[2]، ۱۹۸۶)؛ (I) نمودار متمایز کننده رسوبات بر اساس Th-Zr/10-Sc (باتیا و کروک، ۱۹۸۶) (A: جزایر قوسی اقیانوسی، B: جزایر قوسی قاره‌ای، C: حواشی فعال قاره‌ای، D: حواشی غیرفعال).

1 Maynard

2 Crook

۵-۳-۲- تعیین محیط تکتونیکی تشکیل رسوب اولیه

بـا اسـتفاده از نمودارهـای متمـایز کننـده می‌تـوان بـه محـیط تکتـونیکی تشـکیل سـنگ رسـوبی پـی بـرد. فرض اساسـی دربـاره نمودارهـای متمـایز کننـده سـنگ‌های رسـوبی ایـن اسـت کـه رابطـه نزدیکـی بـین جایگـاه تکتـونیکی و منشأ رسـوب وجـود دارد. بـا ایـن حـال، در بـه‌کار گـرفتن ایـن نمودارهـا و ارائـه تفسـیرها بایـد محتـاط بـود، زیـرا ممکـن اسـت بعضـی رسـوبات از جایگـاه تکتـونیکی اصـلی خـود بـه حوضـه رسـوبی در یـک محـیط تکتـونیکی متفـاوت حمـل شـوند (مـک‌لنن و همکـاران، ۱۹۹۰). بـه‌دلیل متحرک بودن بعضـی عناصـر، ماننـد Na و Ca کـه بـا درجـه هـوازدگی متوسـط سیسـتم را تـرک می‌کننـد (میـدل‌بـرگ[1] و همکـاران، ۱۹۸۸) لـذا بایـد در بـه‌کار بـردن نمودارهـای تعیـین منشأ رسـوبات احتیـاط کـرد. بـر اسـاس شـکل‌های ۵-۲۶-F و G، نمونـه‌های تجزیـه شـده از منطقـه خلـج و ده‌نـو بـه‌ترتیب اغلـب در محـدوده حاشـیه فعـال قـاره تـا محـدوده جزایـر قوسـی (قـاره‌ای - اقیانوسـی) قـرار می‌گیرنـد. بـر اسـاس نمودارهـای متمـایز کننـده رسـوبات La-Th-Sc و Th-Zr/10-Sc (باتیـا و کـروک، ۱۹۸۶)، نمونـه‌های متاپلیـت ده‌نـو در محـدوده جزایـر قوسـی قـاره‌ای قـرار گرفته‌انـد (شـکل‌های ۵-۲۶-H و I). جزایر قوسـی قـاره‌ای در واقـع حوضـه‌های درون قـوس، پشـت‌قوس یـا جلـوی‌قـوس در پوسـته قـاره‌ای نازک هستند.

۵-۴- الگوی تحولات منطقه بر اساس نتایج حاصل از مطالعه ژئوشیمیایی سنگ‌کل

بـا بـاز شـدن اقیـانوس نئـوتتیس، فرآینـد بسـته شـدن اقیـانوس پـالئوتتیس از حـدود ۲۴۰ میلیـون سـال پـیش آغـاز شـده اسـت و در حـدود ۲۰۰ میلیـون سـال پـیش (اوایـل ژوراسـیک) برخـورد ورقـه ایـران مرکـزی و تـوران روی داده و بخش‌هـایی از پوسـته اقیانوسـی به‌صـورت افیولیـت و فلیش‌هـای مـرتبط بـا آن در زمـین‌درز جنـوب مشـهد رخنمـون یافتـه اسـت. در ایـن زمـان فرآینـدهای دگرگـونی بـه‌طور گسـترده موجـب دگرگـونی ناحیـه‌ای ایـن سـنگ‌ها شـده اسـت. از سـوی دیگـر، مطالعـات سن‌سـنجی صـورت گرفتـه بـر روی مونزوگرانیـت خلـج و DTG در منطقـه ده‌نـو نشـان می‌دهـد کـه سـن تشـکیل و جایگیری توده نفـوذی ده‌نـو قـدیمی‌تر (در حـدود ۲۱۷ تـا ۲۱۵ میلیـون سـال پـیش) امـا سـن جـای‌گیری مونزوگرانیـت (۲۰۵ تـا ۲۰۰ میلیـون سـال پـیش) در حـدود بـیش از ۱۰ میلیـون سـال جـوان‌تر بـوده اسـت. بنـابراین، بـر اسـاس شـواهد صـحرایی و نتـایج سن‌سـنجی موجـود می‌تـوان گفـت وقـوع دگرگـونی ناحیـه‌ای در ایـن منطقـه پـس از فرآینـد فـرورانش پوسـته اقیـانوس پـالئوتتیس و در نتیجـه بسته شدن پالئوتتیس، در رسوبات شیلی قاره‌ای محل برخورد دو قاره آغاز شده است.

---

[1] Middelburg

همچنین، فرآیند بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس از سمت غرب (منطقه ده‌نو) آغاز شده و به سمت شرق (مناطق خلج، خواجه مراد و قشلاق) ادامه یافته است. به‌این‌ترتیب فرآیندهای دگرگونی نیز به‌تدریج در همین امتداد شدت یافته و از سمت غرب (ده‌نو) به سمت شرق (خلج) توسعه یافته است. به‌این‌ترتیب می‌توان گفت سن دگرگونی ناحیه‌ای ده‌نو باید قدیمی‌تر از منطقه خلج باشد و با توجه به نتایج سن‌سنجی توده‌های نفوذی، وقوع دگرگونی مجاورتی در محدوده ده‌نو نیز نسبت به منطقه خلج قدیمی‌تر است.

تنوع رسوبات اولیه و تفاوت‌های محلی و ناحیه‌ای آن‌ها، تفاوت آبگون‌های اسیدی مشتق شده از توده‌های نفوذی و عمق متفاوت و دمای نسبتاً متفاوت تشکیل این مذاب‌ها، موجب پیچیدگی فرآیندها و تشکیل واحدهای دگرگونی با کانی‌شناسی متنوعی در این زون درزشدگی شده است. ماهیت متفاوت شیمیایی گرانیتوییدهای خلج (نوع S) و ده‌نو (نوع I) نشان می‌دهد که عمق مذاب مونزوگرانیتی در منطقه خلج کم‌تر بوده (پوسته بالایی) و در منطقه ده‌نو مذاب‌ها از اعماق بیش‌تری (پوسته زیرین) منشأ گرفته‌اند. در اثر برخورد دو قاره و به هنگام فرورانش پالئوتتیس به زیر ورقه توران، در اثر ذوب رسوبات ورقه فرورونده در منطقه ده‌نو، مذاب‌های DTG تشکیل شده‌اند و در محدوده جنوب شرقی این زون درزشدگی، ذوب ورقه فرورونده و ذوب در گوه گوشته‌ای موجب تشکیل مذاب‌های GD شده است.

پس از آن تکتونیک فشاری و پویای منطقه موجب ذوب سنگ‌های آب‌دار پوسته‌ای و شکل‌گیری توده‌های نفوذی نوع S در محل فرورانش شده است. در این هنگام و در طی فازهای پست‌تکتونیک، آپلیت و پگماتیت‌های نوع LCT خواجه‌مراد به‌همراه مونزوگرانیت‌های نوع S منطقه تشکیل شده‌اند.

فصل ششم

گارنت

۶-۱- پیشگفتار

گارنت در گستره وسیعی از سنگ‌های آذرین و دگرگونی با ترکیبات گوناگون یافت می‌شود و در شرایط متنوعی از دما و فشار پایدار است. به‌طوری‌که هم در سنگ‌های فشار پایین هاله‌های دگرگونی مجاورتی و هم در فشارهای بسیار بالای زون انتقالی مشاهده می‌شود (گایگر[1]، ۲۰۱۳؛ صمدی و شیردشت‌زاده، ۱۳۸۹). از این‌رو، گارنت یکی از کانی‌های سیلیکاته کلیدی و مهم در مطالعه سنگ‌هاست. البته به دلیل این‌که گارنت همواره یکی از کانی‌های متداول در سنگ‌های دگرگونی شناخته می‌شود و تشکیل آن در سنگ‌های آذرین به‌ندرت اتفاق می‌افتد؛ لذا خاستگاه گارنت در سنگ‌های آذرین همواره بحث برانگیز و مورد مطالعه بوده است. در این فصل به بررسی گارنت در سنگ‌های آذرین (DTG ده‌نو، آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد و پگماتیت خلج) و دگرگونی (میکاشیست و هورنفلس خلج و ده‌نو و اسکارن ده‌نو) پرداخته و ضمن بررسی شیمی آن‌ها از منظر عناصر اصلی، فرعی و نسبت ایزوتوپ اکسیژن، خاستگاه تشکیل گارنت‌های ماگمایی

---

[1] Geiger

در گرانیتوییدها و آپلیت - پگماتیت مقایسه و بررسی می‌شود.

۶-۱-۱- ویژگی‌های شیمیایی و فیزیکی گارنت

گارنت‌ها یکی از مهم‌ترین گروه‌های کانی‌های ارتوسیلیکاتی یا سیلیکات‌های جزیره‌ای[1] هستند که در محدوده گسترده‌ای از محیط‌های زمین‌شناسی یافت می‌شوند (دیر و همکاران، ۱۹۹۷). کانی‌های این گروه قابلیت تشکیل محلول‌های جامد را دارند. فرمول کلی گارنت بدون آب به‌صورت $\{X_3\}[Y_2](Z_3)\varphi_{12}$ است که در این فرمول X و Y و Z کاتیون‌ها، {} نشانگر کئوردیناسیون هشت‌وجهی کاتیون‌ها، [] کئوردیناسیون اکتاهدرال، () کئوردیناسیون تتراهدرال و φ مشخص کننده جایگاه آنیونی است (لوکوک[2]، ۲۰۰۸).

کانی‌های گروه گارنت مشخص‌کننده سنگ‌های دگرگونی هستند، اما در بعضی از سنگ‌های آذرین و همچنین به‌صورت دانه‌های تخریبی در رسوبات هم دیده می‌شوند. در مجموعه‌های طبیعی انواع گارنت محلول جامد گسترده‌ای را عرضه می‌دارند، بنابراین ترکیبات شیمیایی آن‌ها اغلب برحسب نسبت‌های مولار ترکیب اعضای نهایی بیان می‌شود (هاوتورن، ۲۰۰۲). گارنتی که ترکیب آن کاملاً مشابه تنها یکی از اعضای نهایی گروه باشد کمیاب است، اما با این وجود گارنت را با نام عضوی که بیش‌ترین درصد را در ترکیب بلور دارد می‌نامند. وینچل[3] (۱۹۵۸) گارنت‌ها را به دو دسته پیرالسپیت (پیروپ، آلماندین و اسپسارتین) و اوگراندیت (اووارووایت، گروسولار و آندرادیت) تقسیم نموده است؛ اما تاکنون ۱۵ نوع کانی کوبیک در گروه گارنت شناسایی شده است (ماندرینو و بک[4]، ۲۰۰۴). بعضی از کانی‌های کمیاب گروه گارنت که دارای کاتیون‌های معمولی هستند در پیوست ۱۶ ارائه شده‌اند. این مجموعه با لیست اعضای نهایی که ریک‌وود[5] (۱۹۶۸) منتشر کرده متفاوت است، زیرا محدوده وسیع‌تری از تمرکز عناصر را شامل می‌شود و رفتارهای گوناگونی از H، Mn^{3+}، Ti و Si اکتاهدرال را نشان می‌دهد (لوکوک، ۲۰۰۸).

در شبکه بلورین گارنت تتراهدرهای سیلیسیم - اکسیژن به‌صورت واحدهای مجزا به گروه‌های اکتاهدرالی یون‌های سه‌ظرفیتی متصل شده و یون‌های فلزی دوظرفیتی بین واحدهای شبکه‌ای Si-Al قرار گرفته‌اند. هر یون دوظرفیتی توسط هشت اکسیژن احاطه شده است.

مطالعات تجربی بر روی گارنت برای تولید گارنت‌های مصنوعی نشان‌دهنده لزوم حضور برخی از عناصر در ساختار گارنت و امکان حضور برخی عناصر دیگر است. در شکل ۶-۱ عناصر بر اساس لزوم،

---

1 Nesosilicate

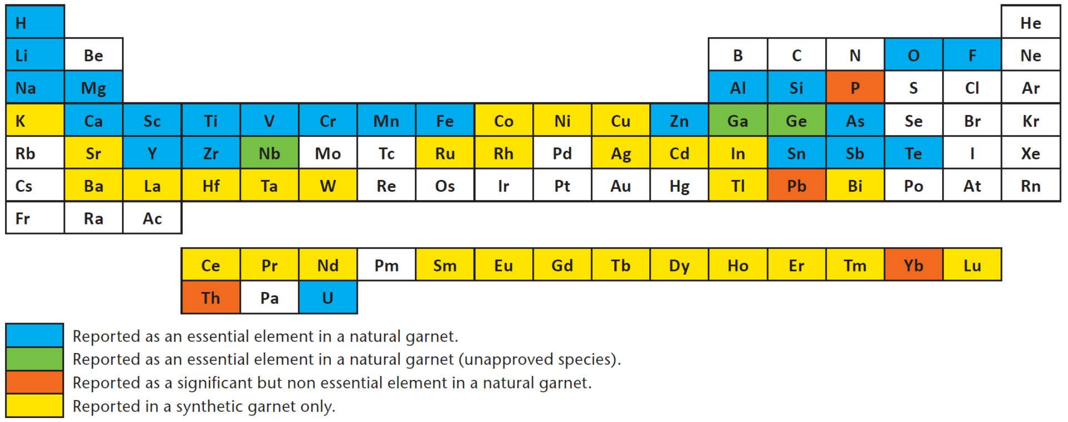
2 Locock

3 Winchell

4 Mandarino and Back

5 Rickwood

امکان و اهمیت حضور در ساختار گارنت‌های طبیعی و مصنوعی مشخص شده‌اند.



شکل ۶-۱- جدول تناوبی عناصر که در آن عناصر بر اساس ضرورت حضور و اهمیت در ساختار گارنت مشخص شده‌اند (گرو[1] و همکاران، ۲۰۱۳).

ضرایب انکسار، شکست مضاعف، زونینگ، ماکل، انتقال حرارت و جریان الکتریکی از خصوصیات فیزیکی مهم گارنت‌ها هستند که توسط محققین بسیاری مورد بررسی قرار گرفته‌اند. ارتباط بین اندیس انکسار و سایر مشخصات فیزیکی گارنت‌ها توسط فورد[2] (۱۹۱۵) و فلیشر[3] (۱۹۳۷) با جمع‌آوری تجزیه نمونه‌هایی از گارنت و تعیین مقدار اعضای نهایی در آن‌ها بیان شده است. اغلب محققین گارنت‌ها را ترکیبی از آلماندین، آندرادیت، گروسولار، پیروپ و اسپسارتین می‌دانند. این پنج عضو نهایی در حدود بیش از ۹۹ درصد اکثر بلورهای گارنت را تشکیل می‌دهند. البته کاتیون‌های دوظرفیتی Ca، Mg، Fe^{+2} و Mn به همراه چهار کاتیون سه ظرفیتی Al، Fe^{+3}، Mn و Cr (که با سیلیسیم در موقعیت تتراهدرال قرار می‌گیرند) امکان تشکیل ۱۶ نمونه گارنت را به‌صورت تئوری ایجاد می‌نمایند. بر اساس لولوک (۲۰۰۸) بعضی از این ترکیبات تئوریک به همراه شش کانی اصلی گروه گارنت در طبیعت دیده می‌شوند.

۶-۱-۲- شرایط دما - فشار پایداری گارنت

محدوده‌های پایداری دما - فشار اعضای نهایی گارنت جالب توجه هستند (مانند دیر و همکاران، ۱۹۹۷؛ باکستر[4] و همکاران، ۲۰۱۳). علاوه بر سنگ‌های دگرگونی، گارنت‌ها در سنگ‌های آذرین از اولترامافیک تا فلسیک یافت می‌شوند و تبلور و رشد آن‌ها در محدوده دمایی کم‌تر از ۳۰۰ تا ۲۰۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای تا ۲۵۰ کیلوبار گسترده شده است (باکستر و کادیک، ۲۰۱۳). بر اساس گایگر (۲۰۱۳)،

[1] Grew

[2] Ford

[3] Fleischer

[4] Baxter

آلومینوسیلیکات Mn^{2+} دار اسپسارتین می‌تواند در فشار یک اتمسفر و دماهای بالا تشکیل شود، درحالی‌که پیروپ با Mg^{2+} در ساختارش در فشارهای زیر ۱۵ کیلوبار پایدار نیست. گارنت‌های کلسیم‌دار آندرادیت و اواروایت در فشار یک اتمسفر پایدار هستند. آلماندین و گروسولار در فشارهای یک اتمسفر ساخته نمی‌شوند و از نظر ترمودینامیکی در فشارهای بالاتری پایدار هستند. در سنگ‌های دگرگونی، گارنت در دمای ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد به بالا تشکیل می‌شود و در گوشته و پوسته تا دماهای بیش‌تر از ۱۵۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌تواند پایدار باشد.

۶-۱-۳- انواع گارنت بر اساس خاستگاه

همان‌گونه که گفته شد، گارنت یکی از کانی‌های متداول در سنگ‌های دگرگونی است و به‌ندرت در سنگ‌های آذرین دیده می‌شود (مولر[1] و همکاران، ۲۰۱۲). در سنگ‌های دگرگونی خاستگاه گارنت مرتبط با فرآیندهای دگرگونی است، اما در سنگ‌های آذرین (مانند گرانیتویید) پیچیده‌تر است. در گذشته برخی پژوهشگران خاستگاه گارنت در سنگ‌های گرانیتی را بررسی کرده و به‌طور خلاصه تشکیل و خاستگاه گارنت در گرانیت‌ها را به چندین فرآیند نسبت داده‌اند:

۱- فاز مقاوم باقی‌مانده اولیه و ماگمایی حاصل از ذوب‌بخشی (وایت و چاپل، ۱۹۷۷؛ ونوم و میر[2]، ۱۹۷۹؛ آلن و کلارک[3]، ۱۹۸۱؛ استون[4]، ۱۹۸۸؛ کلارک و روتارا[5]، ۱۹۹۴)؛

۲- ته‌نشست از یک مذاب گرانیتی پرآلومینوس در فشار پایین (هال[6]، ۱۹۶۵؛ آلن و کلارک، ۱۹۸۱؛ میلر و استودارد[7]، ۱۹۸۱؛ هریسون[8]، ۱۹۸۸)؛

۳- فاز متاسوماتیک ثانویه (کانتک و کوری[9]، ۱۹۸۸)؛

۴- زینوکریست‌ها و فنوکریست‌های فشار بالا که در اعماق تشکیل و به سطوح بالایی منتقل شده‌اند (گرین، ۱۹۷۷)؛

۵- فاز زینوکریستی دیرگداز[10] (به‌صورت تفاله‌ای[11]) که از سنگ‌هایی با منشأ دگرگونی به‌وجود آمده

---

[1] Muller

[2] Vennum and Meyer

[3] Allan and Clarke

[4] Stone

[5] Rottura

[6] Hall

[7] Miller and Stoddard

[8] Harrison

[9] Kontak and Corey

[10] Refractory xenocrystic phase

[11] Restite

است (استون، ۱۹۸۸). گارنت‌های موجود در توده‌های نفوذی گرانیتی که در یک منطقه دگرگونی قرار دارند می‌توانند به یک منشأ دگرگونی مربوط باشند (چمبرلین و لیونز[1]، ۱۹۸۳؛ پلانک[2]، ۱۹۸۷). در برخی از توده‌های نفوذی (به‌ویژه توده‌های نفوذی مافیک) گارنت به‌صورت یک فاز حاشیه‌ای در بخش‌های جانبی توده، به‌ویژه در نواحی که دارای استرین کم مشاهده می‌شود. تشخیص منشأ گارنت حاشیه‌ای دشوار است، زیرا این بخش‌های حاشیه‌ای ممکن است حین سرد شدن در ساب‌سولیدوس (سورنسون[3]، ۱۹۷۹) و یا طی یک دگرگونی به‌وجود آمده باشند (دیویدسون و وان‌بریمن[4]، ۱۹۸۸). جواستن[5] (۱۹۸۶) پیشنهاد کرده است که برخی از این حاشیه‌ها به‌عنوان اشکال ساب‌سولیدوس بوده و در حقیقت دارای منشأ ماگمایی هستند.

در مطالعه دیگری، کاواباتا و تاکافوجی (۲۰۰۵) گارنت درون سنگ‌های کالک‌آلکالن کمربند آتش‌فشانی ستوچی[6] در ژاپن را به انواع گارنت‌های نوع I (یعنی فنوکریست‌هایی که از مذاب‌های پرآلومینوس و در فشارهای بالاتر از ۵ تا ۷ کیلوبار متبلور شده‌اند) و M (یعنی زنوکریست‌های دگرگونی که از زنولیت‌های پوسته‌ای مشتق شده‌اند) طبقه‌بندی کرده‌اند.

هرنگی و همکاران (۲۰۰۱) نیز به وجود سه نوع گارنت در سنگ‌های آتش‌فشانی کالک‌آلکالن مورد مطالعه خود اشاره نموده‌اند:

۱) گارنت‌های ماگمایی یا فنوکریستی: این گارنت‌ها دارای اهمیت پتروژنتیک بوده و ترکیب آن‌ها نوع ماگما، فشار و دمای تبلور را منعکس می‌کند (گرین، ۱۹۷۷ و ۱۹۹۲)؛

۲) گارنت‌های زینوکریست با خاستگاه دگرگونی؛

۳) گارنت‌های مرکب: این گارنت‌ها در هسته زینوکریست و در بخش‌های حاشیه‌ای فنوکریست و از منشأ ماگمایی هستند. از لحاظ رنگ ظاهری بخش‌های مرکزی این گارنت‌ها روشن‌تر و در حاشیه‌ها که گارنت منشأ ماگمایی یافته، تیره‌تر هستند. گاه ادخال‌های آن‌ها در قسمت‌های مرکزی و حاشیه می‌توانند با هم تفاوت داشته باشند. همچنین میزان MnO و CaO در بخش‌های مرکزی و حاشیه‌ای بلور تفاوت نشان می‌دهد. بخش‌های زینوکریستی این گارنت‌ها با گارنت‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی اطراف موجود در منطقه شباهت‌های شیمیایی نشان می‌دهند.

---

[1] Chamberlain and Lyons

[2] Plank

[3] Sorenson

[4] Davidson and Van Breemen

[5] Joesten

[6] Setouchi

بر اساس بچ[1] و همکاران (۲۰۱۲) گارنت‌های ماگمایی می‌توانند به‌صورت ارتوکریست[2] یا آنت‌کریست[3] باشند. بنابر تعریف، گارنت‌های ارتوکریست به‌طور مستقیم از مذاب میزبان متبلور می‌شوند و اصطلاح آنت‌کریست برای بلورهایی استفاده می‌شود که به همان سیستم ماگمایی مولد سنگ میزبان تعلق دارند، اما حاصل تبلور مستقیم از مذاب اولیه و مولد سنگ میزبان نیستند بلکه از آنت‌لیت[4] متبلور می‌شوند. اصطلاح آنت‌لیت نیز به انکلاوهایی گفته می‌شود که محصول بخشی از فرآیندهای سازنده سنگ میزبانشان هستند (درحالی‌که اصطلاح زنولیت مربوط به انکلاوهایی است که کاملاً با سنگ میزبانشان بیگانه هستند).

تاکنون معیارهای ترکیبی و بافتی متنوعی برای تمایز بین منشأ ماگمایی و زینوکریستی گارنت‌ها در سنگ‌های گرانیتوییدی پیشنهاد شده است.

به‌طور مثال، گارنت‌های خوش‌فرم و فاقد منطقه‌بندی معمولاً به‌عنوان فنوکریستال شناخته می‌شوند (هریسون، ۱۹۸۸؛ گرین و رینگ‌وود[5]، ۱۹۶۸). اگرچه شکل دانه‌ها متأثر از واکنش گارنت با ماگما است، خصوصاً در نمونه‌هایی که مربوط به سطوح کم‌عمق هستند. تمایز بافتی بین فنوکریست‌ها و زینوکریست‌ها توسط زینوکریست‌هایی که دوباره بلعیده شده‌اند مشکل می‌شود، در نتیجه بهتر است که از معیارهای ترکیبی و شیمیایی برای بررسی منشأ گارنت این سنگ‌ها استفاده نمود (اوون و مار[6]، ۱۹۹۰).

در حالی‌که ترکیب زینوکریست‌های گارنت به ترکیب سنگ کل و درجه دگرگونی سنگ منشأ بستگی دارد، اما ترکیب فنوکریست‌های گارنت به تأثیرات ترکیب ماگما از قبیل متغیرهایی مانند فشار مربوط است (اوون و مار، ۱۹۹۰). از این‌رو، برای تشخیص گارنت‌های با خاستگاه ماگمایی از گارنت‌های زنوکریستی در سنگ‌های آذرین، از شیمی عناصر اصلی و فرعی در کنار ترکیب ایزوتوپی گارنت و سنگ میزبان آن استفاده می‌شود. علاوه بر این، به ترکیب ادخال کانی‌های درون گارنت و شرایط دما - فشار تشکیل گارنت نیز باید توجه داشت (مانند اسپیر، ۱۹۹۳؛ هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱؛ کاواباتا و تاکافوجی، ۲۰۰۵؛ دالکوییست[7] و همکاران، ۲۰۰۷؛ یوآن[8] و همکاران، ۲۰۰۸).

اسکارن‌ها نیز دارای کانی‌شناسی متنوعی هستند اما گارنت یکی از کانی‌های متداول در اغلب اسکارن‌هاست. در اغلب اسکارن‌ها گارنت دارای ترکیب غالب گروسولار است، اما با توجه به مقاومت

---

1 Bach

2 Orthocryst

3 Antecryst

4 Antelith

5 Ringwood

6 Owen and Maar

7 Dahlquist

8 Yuan

بالای گارنت در برابر عوامل محیطی و دگرسانی، در برخی از مطالعات از ترکیب گارنت و سایر اعضای نهایی موجود در آن (مانند آندرادیت، آلماندین و اسپسارتین)، برای بررسی کانه‌زایی اسکارن استفاده می‌شود (مانند مینرت[1]، ۱۹۹۲؛ کریم‌زاده ثمرین، ۲۰۰۳). به‌طور مثال، بر اساس مطالعات کریم‌زاده ثمرین (۲۰۰۳)، اسکارن با گارنت غنی از آندرادیت دارای مس فراوان‌تری نسبت به اسکارن با گارنت غنی از گروسولار است.

به‌هر حال، اگرچه شیمی گارنت در گرانیتوییدها، اسکارن‌ها، سنگ‌های پلیتی و اولترامافیک به‌خوبی مطالعه شده است (مانند ایروینگ و فری[2]، ۱۹۷۸؛ کوپکه[3] و همکاران، ۲۰۰۳؛ اسمیت[4] و همکاران، ۲۰۰۴؛ کاکس و بارنز[5]، ۲۰۰۵؛ کوپچاکوا[6] و همکاران، ۲۰۰۵؛ لکی[7] و همکاران، ۲۰۱۱، هیمن[8] و همکاران، ۲۰۱۱) اما شیمی گارنت در پگماتیت‌های گرانیتی کم‌تر مورد توجه قرار گرفته و داده‌های کمی از شیمی گارنت درون آپلیت و پگماتیت وجود دارد (بالدوین و ون‌نورینگ[9]، ۱۹۸۳؛ منینگ[10]، ۱۹۸۳؛ ویت‌ورث[11]، ۱۹۹۲؛ آردونو[12] و همکاران، ۲۰۰۱؛ مولر و همکاران، ۲۰۱۲؛ گاداس[13] و همکاران، ۲۰۱۳) و بر اساس این داده‌ها گارنت درون این سنگ‌ها را به‌عنوان گارنت ماگمایی معرفی می‌کنند (مانند لیک، ۱۹۶۷؛ منینگ، ۱۹۸۳؛ دیر و همکاران، ۱۹۹۲).

۶-۲- طبقه‌بندی گارنت در سنگ‌های دگرگونی و آذرین مشهد

۶-۲-۱- گارنت در سنگ‌های دگرگونی

گارنت‌های دگرگونی در بسیاری از سنگ‌های دگرگون پوسته دیده می‌شوند و از آن‌جایی‌که در مراحل کلیدی تحولات سیستم‌های دگرگونی اتفاق می‌افتند، اطلاعات با ارزشی درباره فرآیندهای این سیستم‌ها در خود ثبت کرده‌اند (باکستر و همکاران، ۲۰۱۳؛ کادیک و کوهن، ۲۰۱۳).

---

[1] Meinert

[2] Irving and Frey

[3] Koepke

[4] Smith

[5] Barnes

[6] Copjakova

[7] Lackey

[8] Heimann

[9] Baldwin and Von Knorring

[10] Manning

[11] Whitworth

[12] Arredondo

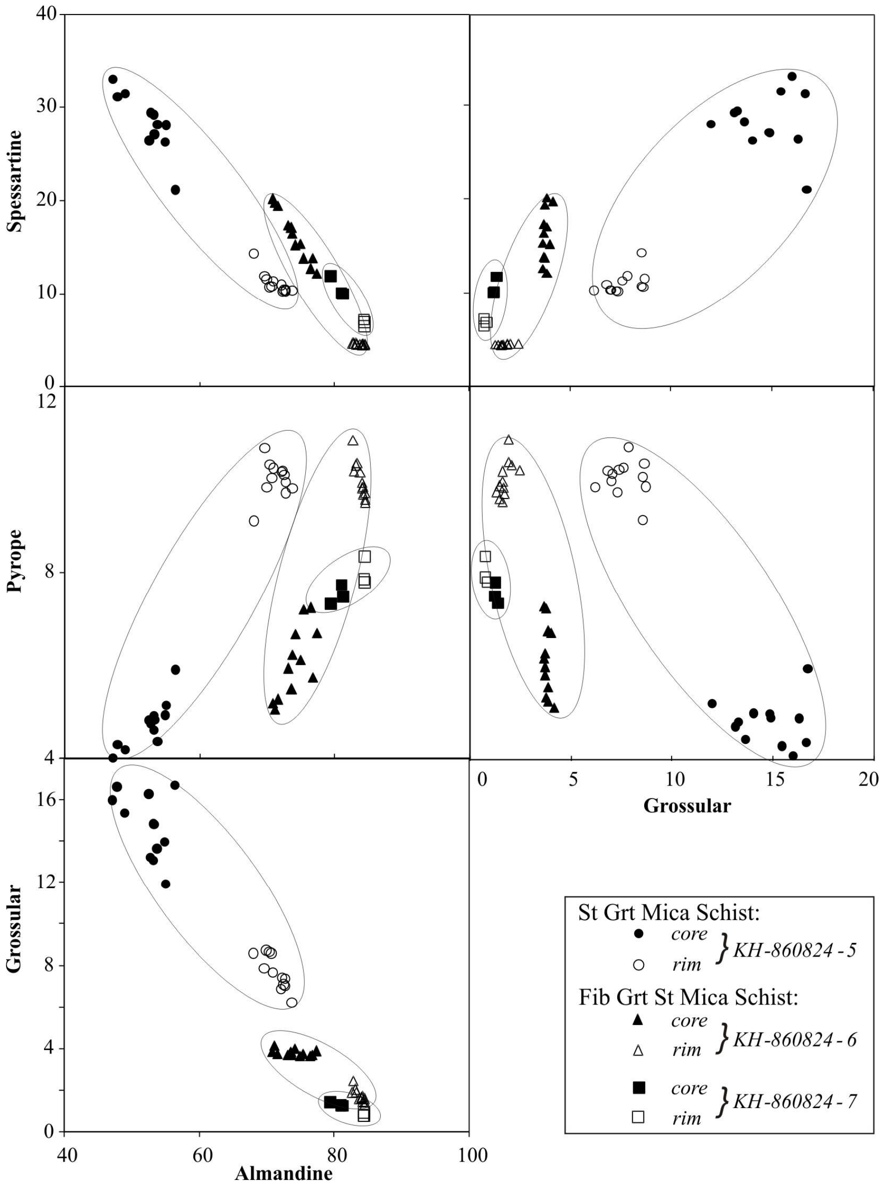
[13] Gadas

۶-۲-۱-۱- متاپلیت‌های خلج

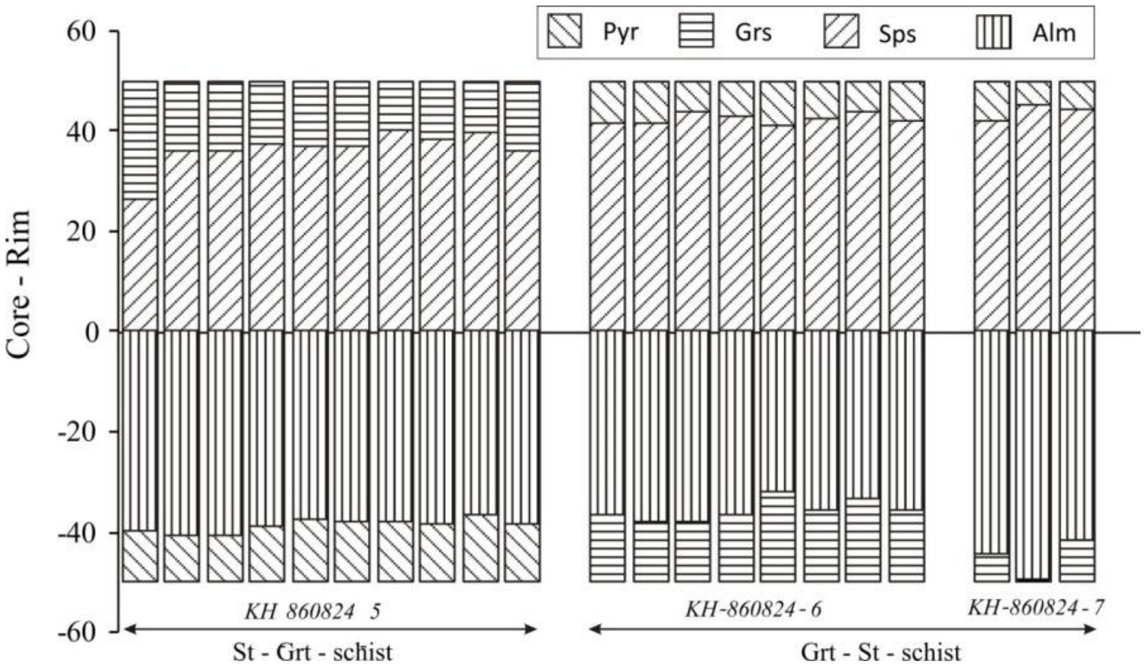
نمونه‌برداری از منطقه خلج شامل استارولیت گارنت میکاشیست، گارنت استارولیت میکاشیست و فیبرولیت گارنت استارولیت میکاشیست است که در فصل سوم تا پنجم کاملاً به کانی‌شناسی، شرایط دما - فشار دگرگونی و شیمی سنگ‌کل آن‌ها اشاره شده است. در اینجا به بررسی گارنت دگرگونی درون این سنگ‌ها پرداخته خواهد شد.

۶-۲-۱-۱-۱- منطقه‌بندی ترکیبی گارنت درون سنگ‌های دگرگونی خلج

بررسی ترکیب هسته و حاشیه دانه‌های گارنت موجود در میکاشیست‌های منطقه خلج نشان می‌دهد که میزان آلماندین و پیروپ به‌سمت حاشیه و درصد اسپسارتین و گروسولار در بخش‌های مرکزی بالاتر است. همچنین، استارولیت گارنت میکاشیست نسبت به گارنت استارولیت میکاشیست حاوی مقدار آلماندین و پیروپ بیش‌تر، اسپسارتین و گروسولار کم‌تر و تغییرات ترکیبی هسته تا حاشیه بیش‌تری است (شکل ۶-۲). در شکل ۶-۳، محور عمودی بیانگر اختلاف ترکیبی هسته و حاشیه نمونه‌های گارنت است. در این نمودار نیز بیش‌ترین اختلاف ترکیبی هسته و حاشیه در نمونه‌های گارنت موجود در استارولیت گارنت میکاشیست (نسبت به گارنت استارولیت میکاشیست) و در میزان اسپسارتین و آلماندین موجود در گارنت به‌خوبی مشاهده می‌شود. علاوه بر این، مقدار گروسولار در هسته گارنت نمونه‌های استارولیت گارنت میکاشیست بیش‌تر از پیروپ است، در حالی‌که در نمونه‌های گارنت استارولیت میکاشیست، هسته دارای پیروپ بالاتری نسبت به گروسولار است (شکل ۶-۳).



شکل ۶-۲- مقایسه تغییرات اعضای نهایی گارنت در بخش هسته و حاشیه دانه‌های گارنت. میزان آلماندین و پیروپ در حاشیه و اسپسارتین و گروسولار در بخش‌های مرکزی بیش‌تر هستند. از نمونه استارولیت گارنت میکاشیست به سمت نمونه‌های گارنت استارولیت میکاشیست، مقدار آلماندین و پیروپ در ترکیب گارنت افزایش و اسپسارتین و گروسولار کاهش نشان می‌دهند.



شکل ۶-۳- اختلاف ترکیبی هسته و حاشیه در گارنت موجود در فیبرولیت استارولیت گارنت میکاشیست نسبت به گارنت استارولیت میکاشیست خلج. در محور عمودی، اختلاف مقدار آلماندین (Alm)، اسپسارتین (Sps)، پیروپ (Pyr) و گروسولار (Grs) در هسته نسبت به حاشیه نشان داده شده است. نمونه‌های استارولیت گارنت میکاشیست (St - Grt - schist) و گارنت استارولیت میکاشیست (Grt - St - schist) بر روی محور افقی با هم مقایسه شده‌اند.

۶-۲-۱-۱-۲- نقش پدیده انتشار در رشد گارنت درون سنگ‌های دگرگونی خلج

ترکیب کل و یا پدیده انتشار نقش مهم و مؤثری بر روی هسته‌زایی و رشد گارنت دارد (اسپیر و دانیل[1]، ۲۰۰۱) و تشخیص سرعت سرد شدن در هنگام تبلور، اغلب بر اساس طبقه‌بندی ترکیبی و ضرایب انتشار کاتیون‌ها در کانی‌هایی نظیر گارنت انجام می‌پذیرد. نتایج تحقیقات اخیر مانند (چاکرابورتی و گانگولی[2]، ۱۹۹۲؛ کورولیوک و لپزین[3]، ۲۰۰۸) نشان‌دهنده سرعت‌های نسبی انتشار به‌صورت Mn>Fe>Mg>Ca است و در مطالعات کورولیوک و لپزین (۲۰۰۸) ضریب انتشار برای عناصر آهن، منگنز، منیزیم و کلسیم به‌صورت $D_{Mn}>D_{Fe}>D_{Mg}>D_{Ca}$ معرفی شده است؛ به عبارتی منگنز دارای بیش‌ترین نرخ انتشار است. با افزایش دما، ضریب انتشار این عناصر افزایش و با افزایش فشار، ضریب انتشار آن‌ها کاهش می‌یابد اما از آنجایی‌که فشار تأثیر اندکی بر روی ضریب انتشار می‌گذارد؛ لذا می‌توان از مقدار فشار در دگرگونی‌های مجاورتی و ناحیه‌ای چشم‌پوشی نمود (کورولیوک و لپزین، ۲۰۰۸).

---

1 Daniel

2 Chakraborty and Ganguly

3 Korolyuk and Lepezin

بررسی گارنت موجود در میکاشیست‌های منطقه خلج بیانگر میزان بالاتر منگنز و کلسیم در مرکز دانه‌های گارنت و میزان بالاتر آهن در بخش حاشیه است؛ اما بررسی و مقایسه شدت و میزان اختلاف این عناصر در هسته و حاشیه گارنت (شکل ۶-۲) نشان می‌دهد که آهن و منگنز دارای بیش‌ترین اختلاف و منیزیم و کلسیم دارای کم‌ترین اختلاف هستند.

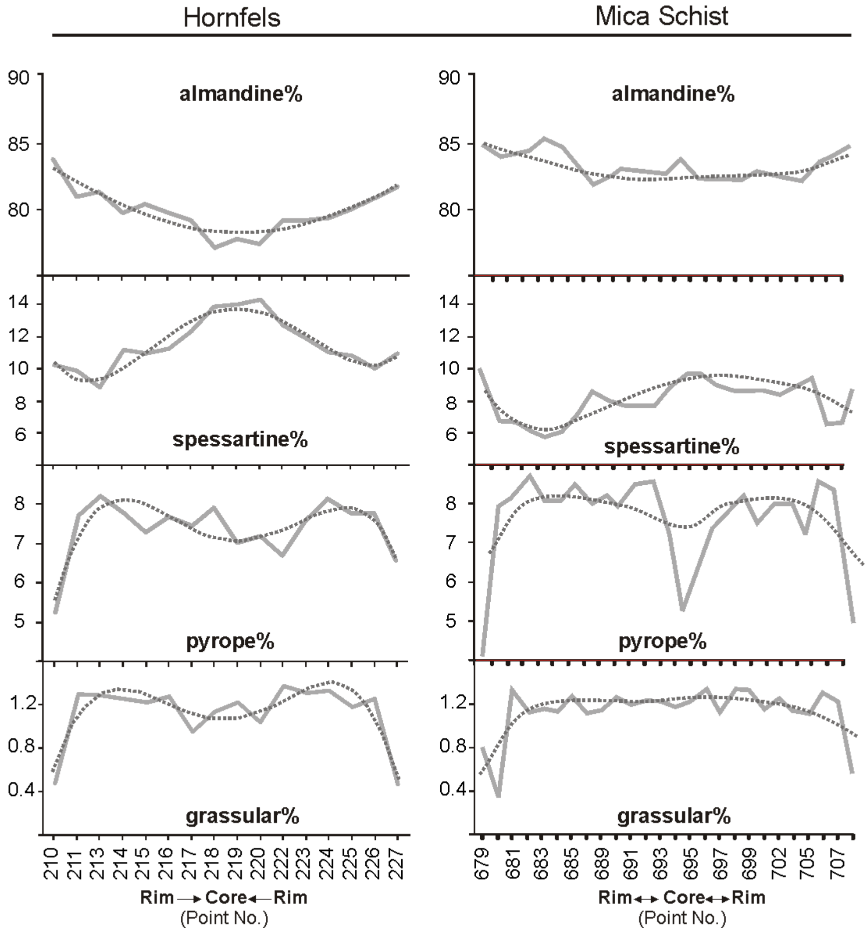
با توجه به نرخ انتشار بالاتر منگنز و آهن و نرخ انتشار کم‌تر منیزیم و کلسیم، این پدیده در توزیع این عناصر در این کانی تا حدودی تأثیرگذار بوده است. وجود شرایط دما و فشار مناسب به‌علاوه آهن و منگنز کافی در ترکیب سنگ میزبان نقش عمده‌ای را بر منطقه‌بندی ترکیبی گارنت داشته‌اند، در حالی‌که با توجه به درصد وزنی اندک کلسیم در ترکیب سنگ میزبان و نیز نرخ انتشار بسیار پایین کلسیم مشاهده می‌شود که اختلاف میزان کلسیم (و حتی منیزیم) در مرکز تا حاشیه گارنت‌های مورد مطالعه بسیار ناچیز بوده است (شکل ۶-۲).

۶-۲-۱-۲- متاپلیت‌های ده‌نو

میانگین ترکیب گارنت موجود در گارنت کلریتویید شیست، فیبرولیت آندالوزیت گارنت میکاشیست‌ها و فیبرولیت هورنفلس عمدتاً به‌صورت محلول جامد آلماندین - اسپسارتین و با ترکیب غالب آلماندین است (پیوست‌های ۵-۴-۹ تا ۵-۴-۱۲). شایان ذکر است که در این مطالعه برای سهولت بیان به‌جای فیبرولیت آندالوزیت گارنت میکاشیست، به اختصار از عبارت کوتاه گارنت میکاشیست و به‌جای فیبرولیت هورنفلس از هورنفلس استفاده شده است.

گارنت درون هورنفلس ($sps_{5.78-9.86}prp_{5.07-8.46}grs_{0.56-1.38}$ $alm_{82.07-85.06}$)، فیبرولیت آندالوزیت گارنت میکاشیست ($alm_{76.84-81.66}$ $sps_{8.97-14.32}$ $prp_{5.37-8.26}$ $grs_{0.50-1.42}$) و گارنت کلریتویید شیست ($alm_{73.86-83.77}$ $sps_{10.24-19.59}$ $prp_{4.83-6.39}$ $grs_{0.44-1.15}$) ده‌نو از نظر آهن و منگنز غنی و از نظر کلسیم و منیزیم تهی‌شده هستند و مقدار اسپسارتین آن‌ها از پیروپ + گروسولار بالاتر است (پیوست‌های ۵-۴-۹ تا ۵-۴-۱۲). البته در مقایسه با نمونه گارنت میکاشیست، مقدار آلماندین در هورنفلس کمی بالاتر و مقدار اسپسارتین کمی پایین‌تر است.

بررسی شکل ۶-۴ نشان می‌دهد که الگوی منطقه‌بندی گارنت درون هورنفلس و میکاشیست ده‌نو با هم شباهت دارد. به این ترتیب که گارنت درون هورنفلس و میکاشیست دارای هسته غنی‌تر از نظر مقدار منگنز (اسپسارتین)، منیزیم (پیروپ) و کلسیم (گروسولار) و تهی‌تر از نظر مقدار آهن دوظرفیتی (آلماندین) هستند. همچنین، شدت تغییرات آهن و منگنز در هسته تا حاشیه گارنت درون هورنفلس بیش‌تر است.



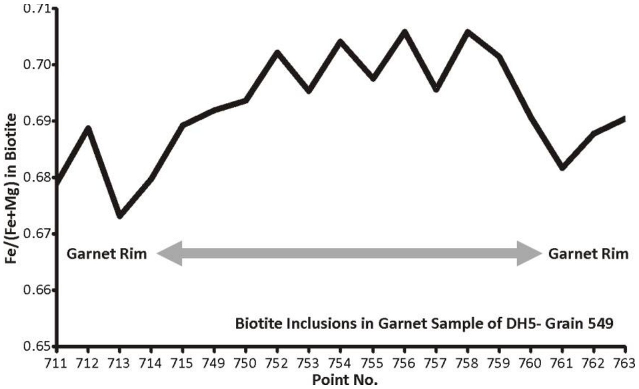
شکل ۶-۴- الگوی تغییرات اعضای نهایی حاشیه - هسته - حاشیه گارنت درون هورنفلس و گارنت میکاشیست. روند ساده شده تغییرات به‌صورت سپرروند[1] چند جمله‌ای مشخص شده است.

باید توجه داشت که توزیع عناصر Mn، Fe، Mg و Ca در گارنت اساساً تحت تأثیر درجه دگرگونی، دما، نرخ سردشدگی، ماهیت سیال دگرگونی و شیمی سنگ مادر است (هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱). بررسی تغییرات ترکیب ادخال بیوتیت در بخش حاشیه - هسته - حاشیه گارنت درون هورنفلس (شکل ۶-۵) نشان می‌دهد که میزان Fe/(Fe+Mg) بیوتیت در ادخال‌های بخش هسته این گارنت‌ها به‌مراتب بالاتر از ادخال‌های بیوتیت در بخش‌های حاشیه‌ای گارنت است (شکل ۶-۴). در حالی‌که روند تغییرات در گارنت میزبان این بیوتیت‌ها بر عکس است. با توجه به این‌که تمایل بیوتیت برای دریافت آهن کم‌تر از گارنت است این تغییرات می‌تواند بیانگر تغییرات شرایط دمایی و کاهش تدریجی دما در هنگام تبلور هم‌زمان این دو کانی باشد که بر روی ضریب توزیع آهن - منیزیم بین این دو کانی تأثیر گذاشته و موجب کاهش ضریب توزیع Fe/Mg در بیوتیت ($K^{Bt}_{Fe/Mg}$) و افزایش آن ($K^{Grt}_{Fe/Mg}$) در گارنت می‌شود. از این رو، همان‌گونه که در

---

[1] Trend lines

فصل چهارم به آن اشاره شد، از این تبادل یونی می‌توان برای بررسی شرایط دما - فشار به‌خوبی استفاده کرد.



شکل ۶-۵- تغییرات ترکیب ادخال بیوتیت در گارنت از حاشیه تا مرکز و سپس حاشیه گارنت درون هورنفلس.

مطالعه ترکیب ایزوتوپ اکسیژن گارنت دارای اهمیت بالایی است زیرا دارای دمای انسداد بالایی نسبت به انتشار اکسیژن است (بالاتر از ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد) (لکی و همکاران، ۲۰۰۶، ۲۰۰۸؛ فارکوهار[1] و همکاران، ۱۹۹۶؛ هریس و وگلی[2]، ۲۰۱۰) و مقدار $\delta^{18}O$ آن در هنگام تبلور تغییر نمی‌یابد. علاوه بر این، گارنت در برابر تعاملات شیمیایی پس از تبلور[3] با سیالات بسیار مقاوم است. در این مطالعه ترکیب ایزوتوپی گارنت و کوارتز موجود در میکاشیست‌های ده‌نو به‌دست آمد تا ماهیت و تاریخچه دمایی تبلور گارنت این سنگ‌ها بررسی شده و با گارنت درون توده نفوذی DTG مقایسه شود. بلورهای گارنت موجود در هورنفلس و میکاشیست ده‌نو به‌ترتیب دارای مقدار ایزوتوپی اکسیژن برابر با ۱۳/۱۲‰ و ۵۴/۱۲-۱۳/۸۱ ‰ هستند (پیوست ۷-۲).

۶-۲-۱-۳- اسکارن‌های ده‌نو

یکی از مهم‌ترین کانی‌های ارتوسیلیکاته در اسکارن‌های مورد مطالعه گارنت است که به رنگ کرم تا قهوه‌ای روشن، بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار با بافت پورفیروبلاستی و لایه‌بندی مشخص در اسکارن منطقه مشاهده می‌شوند. ترکیب شیمیایی گارنت‌های توده اسکارنی ده‌نو در پیوست ۵-۴-۱۳ آورده شده است. این گارنت‌ها دارای ۸۶ تا ۹۲ درصد مولی گروسولار و ۶ تا ۱۳ درصد مولی آندرادیت هستند و مجموع مابقی اعضای نهایی در آن‌ها در حدود ۱ درصد مولی است. به این ترتیب ترکیب این گارنت‌ها را می‌توان به سری گراندیت نسبت داد.

نتایج آنالیزهای ریزپردازشی گارنت‌های توده اسکارنی ده‌نو بر روی نمودار مثلثی گروسولار -

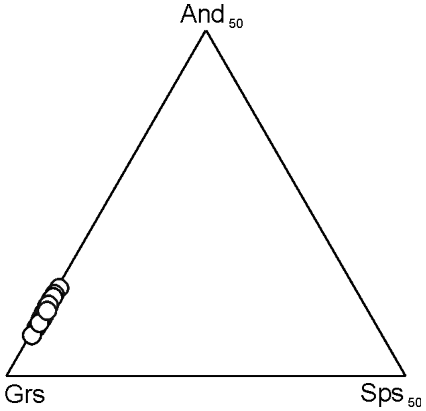
---

[1] Farquhar

[2] Harris and Vogeli

[3] Post-crystallization interaction

آندرادیت - اسپسارتین (مینرت، ۱۹۹۲) نشان داده شده است (شکل ۶-۶). محتوای منگنز و کروم این کانی‌ها قابل اغماض بوده و از نظر ترکیب کانی‌شناسی در دو قطب متفاوت آندرادیت و گروسولار قرار می‌گیرند.



شکل ۶-۶- ترکیب گارنت‌های توده اسکارنی ده‌نو بر روی نمودار مثلثی گروسولار - آندرادیت - اسپسارتین.

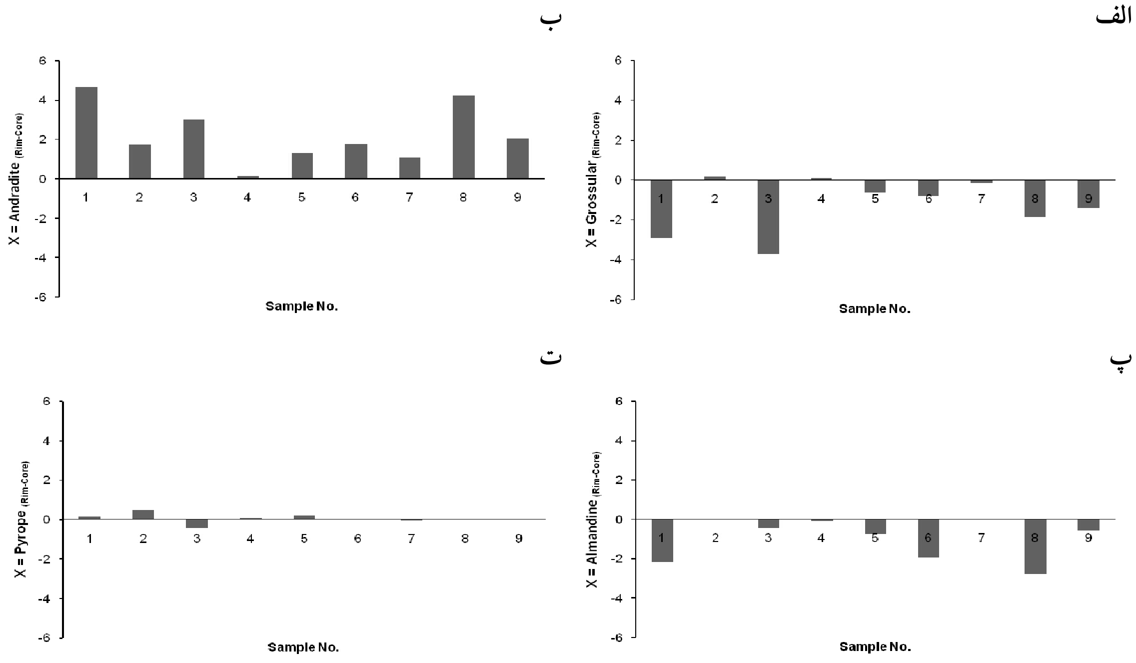
به عقیده محققین بررسی منطقه‌بندی در گارنت‌های سری گراندیت می‌تواند راهگشای شناخت سیستم‌های حاکم بر محیط در حین تشکیل اسکارن‌ها باشد (کلچنکو و ولی[1]، ۲۰۰۳). بررسی ترکیب گارنت درون اسکارن ده‌نو در هسته و حاشیه نشان می‌دهد که عناصر کلسیم، آهن و آلومینیم تغییرات متناوبی در هسته و حاشیه بلور دارند. گروسولار، اسپسارتین، آلماندین و اوارووویت به‌صورت نسبی از هسته بلور به‌سوی حاشیه کاهش و آندرادیت و پیروپ افزایش می‌یابند.

در شکل ۶-۷، تغییرات اعضای نهایی در حاشیه نسبت به هسته گارنت به‌صورت $X = \text{End member \%}_{Rim} - \text{End member \%}_{Core}$ مقایسه شده است. به این ترتیب مقادیر مثبت و بالاتر از یک بیانگر افزایش عضو نهایی به سمت حاشیه گارنت و بالعکس است. شدیدترین تغییرات در مورد آندرادیت، آلماندین و گراسولار دیده می‌شود و می‌توان از تغییرات ناچیز اسپسارتین و پیروپ چشم پوشی نمود. آندرادیت از حاشیه به سمت مرکز تهی‌شدگی و گراسولار - آلماندین از حاشیه به سمت مرکز غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۶-۷).

توزیع عناصر Mn، Fe، Mg و Ca در این گارنت‌ها تحت تأثیر درجه دگرگونی، دما، نرخ سردشدگی، ماهیت سیال دگرگونی، شیمی سنگ مادر و فوگاسیته اکسیژن قرار دارد. در دماهای پایین دگرگونی، گارنت معمولاً منطقه‌بندی مشخصی را به‌دلیل توزیع همگن برخی عناصر بین گارنت و کانی‌های همراه نشان می‌دهد. که این امر ناشی از سرعت کند انتشار درون دانه‌ای است، اما زمانی که دمای دگرگونی متجاوز از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد باشد، منطقه‌بندی رشدی گارنت‌ها در نتیجه سرعت بالاتر توزیع تا حدودی یا کاملاً

[1] Clechenko and Valley

همگن خواهد شد (کارلسون و شوارز[1]، ۱۹۹۷). این مسئله را می‌توان به پدیده‌های حرارتی حین تبلور گارنت مرتبط دانست. بر اساس دونوهه و اسن[2] (۲۰۰۰) افزایش سیالات سیستم‌های دگرگونی با افزایش فوگاسیته اکسیژن ارتباط دارد و در فوگاسیته بالا میزان CO_2، در فوگاسیته معمول H_2O و در فوگاسیته کم CH_4 در سیال بالاتر است. مقدار بالای آلماندین با آهن دوظرفیتی در هسته و مقدار بالای آندرادیت با آهن سه‌ظرفیتی در حاشیه گویای افزایش نسبی Fe^{3+} و فوگاسیته اکسیژن محیط به‌هنگام تبلور این گارنت‌هاست.



شکل ۶-۷- تغییرات اعضای نهایی گارنت از هسته به‌سوی حاشیه در اسکارن ده‌نو.

۶-۲-۲- گارنت سنگ‌های ماگمایی

۶-۲-۲-۱- گارنت درون گرانیتویید ده‌نو

گارنت درون سنگ‌های DTG ده‌نو به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و اندازه آن در نمونه دستی تا ۱۰-۲۰ میلی‌متر نیز می‌رسد و دارای ادخال‌های فراوانی از کانی‌های بیوتیت، آمفیبول، کوارتز، پلاژیوکلاز، مسکوویت، اپیدوت و ایلمنیت هستند (شکل ۶-۸).

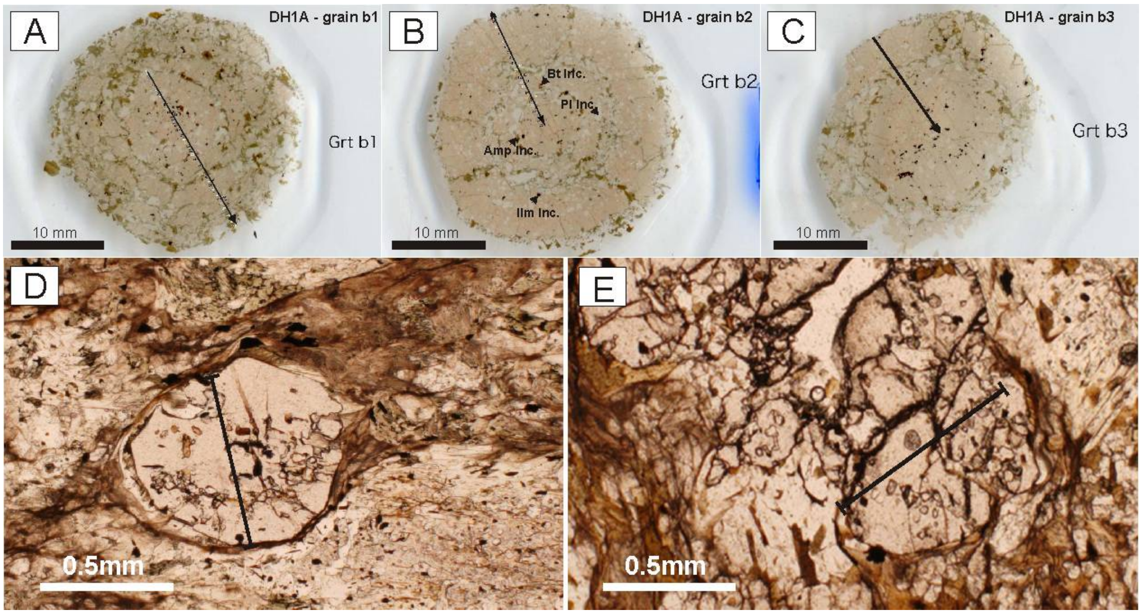
گارنت درون توده DTG ده‌نو غنی از آهن بوده و ترکیب شیمیایی آن‌ها به‌صورت $alm_{58.86-65.5}$ $adr_{0.00-2.47}$ $sps_{2.70-9.88}$ $prp_{8.18-21.32}$ $grs_{13.17-23.11}$ است. در مقایسه گارنت درون هورنفلس و میکاشیست ده‌نو از نظر آهن و منگنز غنی هستند و از نظر کلسیم و منیزیم تهی‌شده‌تر از گارنت درون DTG ده‌نو هستند

[1] Carlson and Schwareze

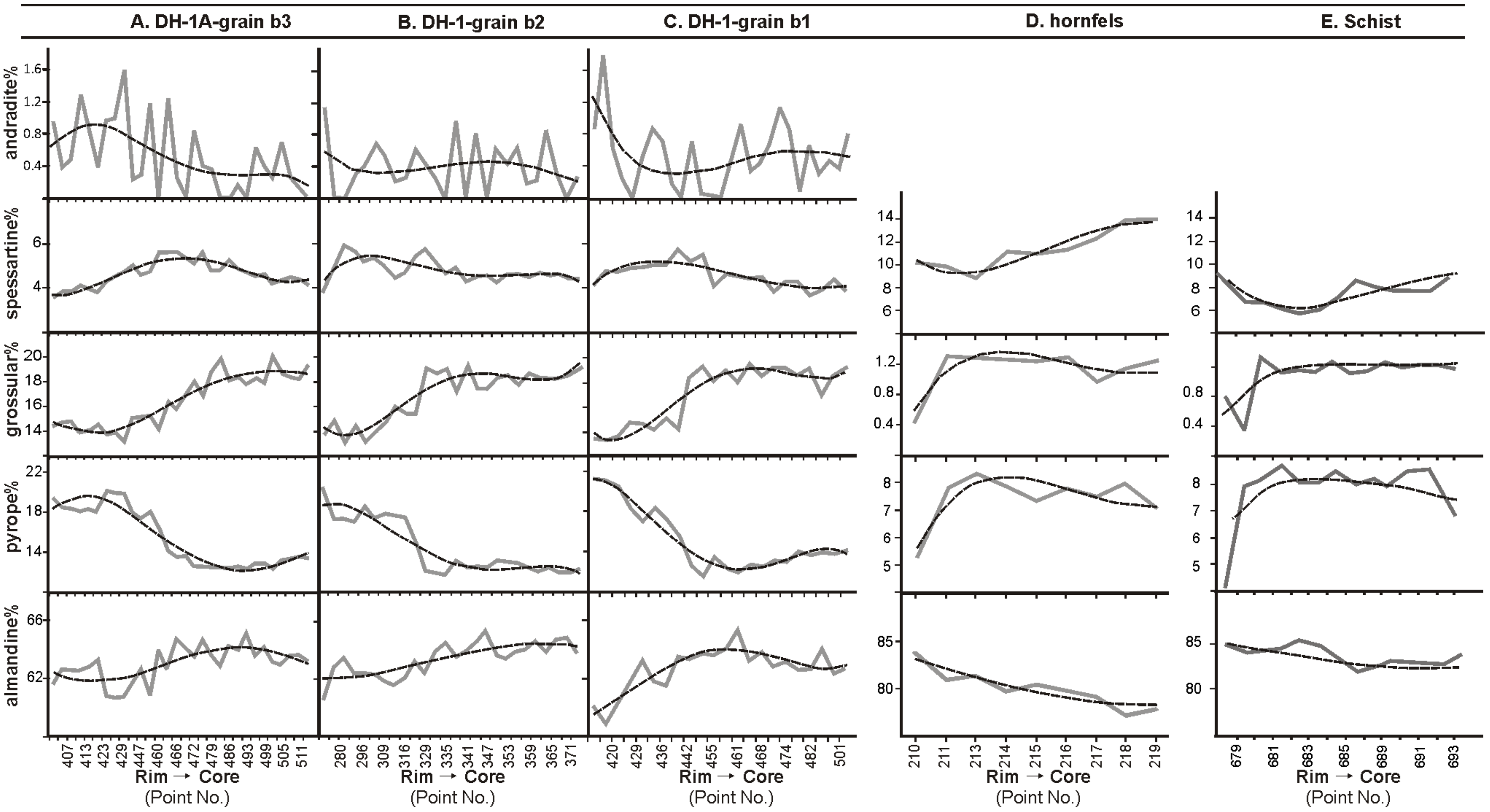
[2] Donohue and Essene

(مقدار اسپسارتین از پیروپ و گروسولار فراوان‌تر است). این گارنت‌ها دارای هسته غنی از گروسولار و آلماندین و حاشیه غنی از پیروپ، آندرادیت و اسپسارتین هستند. محتوای گروسولار گارنت با ترکیب سنگ کل دارای رابطه مستقیم است و در عمق تبلور بیش‌تر و با مصرف نمودن Mn، مقدار گروسولار گارنت ماگمایی بالاتر است (میلر و استودارد، ۱۹۷۸ و ۱۹۸۱). تغییرات Fe^{2+} و Mn از هسته تا حاشیه نسبتاً کم هستند (کم‌تر از ۵ درصد مولی) در حالی‌که تغییرات Ca و Mg مشخص و بیش‌تر است (بیش‌تر از ۵ درصد مولی). مقایسه الگوی منطقه‌بندی گارنت درون DTG با ترکیب گارنت‌هایی از هورنفلس و میکاشیست ده‌نو (شکل ۶-۹) و میکاشیست‌های خلج نشان می‌دهد که منطقه‌بندی گارنت درون DTG بیانگر افزایش Mg و Fe^{3+} (آندرادیت) و کاهش Ca، Fe^{2+} (آلماندین) و Mn از هسته به‌سوی حاشیه است. برعکس، گارنت درون هورنفلس و میکاشیست دارای هسته غنی از Mn، Ca و Mg و حاشیه غنی از Fe^{2+} هستند. البته در شیست‌های منطقه خلج میزان Mg نیز در حاشیه افزایش نشان می‌دهد.

همچنین، نسبت‌های ایزوتوپی اکسیژن برای گارنت و کوارتز موجود در توده DTG ده‌نو به‌ترتیب برابر با ‰۸/۳۳ - ۸/۷۳ و ‰۱۱/۵۱ - ۱۲/۲۰ هستند (پیوست ۷-۲). بر این اساس، مقدار $\Delta_{quartz\text{-}garnet}$ در حدود ‰۲/۹۱ - ۳/۶۶ است.



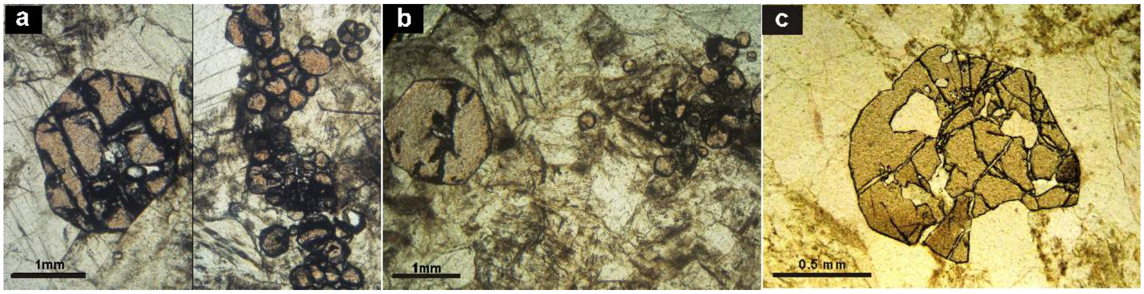
شکل ۶-۸- (A، B، C) نمونه‌هایی از گارنت درون DTG ده‌نو با قطر تقریباً ۲۰ میلی‌متر و ادخال‌های درون آن؛ (D) گارنت درون میکاشیست؛ (E) گارنت درون هورنفلس. پیکان‌ها مسیر آنالیز ریزپردازشی را نشان می‌دهد.



شکل ۶-۹- منطقه‌بندی ترکیبی در گارنت درون DTG (بلورهای DH-1A-grain b3، DH-1-grain b2 و DH-1-grain b1، شکل ۶-۸)، هورنفلس و میکاشیست دهنو. مقیاس پروفایل برای گارنت درون DTG و متاپلیت‌های اطراف به‌ترتیب ۱۰ و ۱ میلی‌متر است. شماره نقاط آنالیز در محور افقی آورده شده‌اند. داده‌های برگرفته از پیوست‌های ۵-۴-۸ تا ۵-۴-۱۲ هستند.

۶-۲-۲-۲- گارنت درون آپلیت و پگماتیت

در نمونه‌های مورد مطالعه آپلیت خواجه‌مراد، گارنت‌ها به‌صورت شکل‌دار تا گرد شده (با قطری در حدود ۲ میلی‌متر) دیده می‌شوند؛ اما در برخی قسمت‌ها تجمعاتی از گارنت‌های ریز دانه (با قطری در حدود ۰/۱ میلی‌متر) به‌صورت دانه‌تسبیحی[1] وجود دارند (شکل ۶-۱۰-a). مک‌لئود[2] (۱۹۹۲) چنین بافت‌های تسبیحی برای گارنت را بافت قطاری نامیده و آن‌ها را به‌دلیل محتوای آهن این گارنت‌ها (به‌ویژه در بخش حاشیه بلورهای گارنت) می‌داند که موجب افزایش ویژگی‌های مغناطیسی گارنت در مذاب می‌شود و با توجه به اندازه کوچک این گارنت‌ها، به‌راحتی آن‌ها را در کنار هم می‌کشاند.



شکل ۶-۱۰- (a) دانه‌های گارنت شکل‌دار تا گرد شده و دانه‌های ریز گارنت به‌صورت تسبیحی شکل درون رگه آپلیتی خواجه‌مراد؛ (b) گارنت‌های شکل‌دار تا بی‌شکل و بدون ادخال درشت و ریزبلور در حاشیه یک رگه پگماتیتی؛ (c) بلور نیمه‌شکل‌دار گارنت در پگماتیت خلج.

نمونه‌های گارنت درون پگماتیت‌های گرانیتی مورد مطالعه در خواجه‌مراد (که از بخش حاشیه و میانی رگه‌های کم‌عرض برداشت شده‌اند) به‌صورت شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و فاقد ادخال هستند و قطر گارنت‌های مورد مطالعه در حدود ۱ میلی‌متر و گروهی نیز در حدود ۰/۲ میلی‌متر هستند (شکل ۶-۱۰-b). نمونه‌های گارنت درون پگماتیت‌های گرانیتی مورد مطالعه در خلج نیز به‌صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل است. قطر گارنت‌های مورد مطالعه در حدود ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر است (شکل ۶-۱۰-c).

بر اساس منینگ (۱۹۸۳)، گارنت درون پگماتیت خواجه‌مراد و خلج دارای نرخ هسته‌سازی کم، رشد سریع با نرخ کند انتشار کاتیونی برای بلور و نرخ انتشار سریع برای مذاب بوده، در حالی‌که گارنت درون آپلیت‌ها دارای نرخ رشد کندتر و نرخ انتشار بالاتر برای هم بلور و هم مذاب بوده است.

در ادامه به بررسی شیمی عناصر اصلی و فرعی و ترکیب ایزوتوپ اکسیژن گارنت پرداخته خواهد شد.

۶-۲-۲-۲- الف- شیمی عناصر اصلی گارنت

داده‌های مربوط به آنالیز ریزپردازشی گارنت در آپلیت - پگماتیت خواجه‌مراد در پیوست ۵-۴-۳

---

[1] Bead of strings

[2] Macleod

و ۵-۴-۴ و پگماتیت خلج در پیوست ۵-۴-۵ آورده شده‌اند. بر اساس این نتایج، گارنت درون آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد و پگماتیت خلج دارای ترکیب آلماندین (- اسپسارتین) بوده و مقدار پیروپ + گروسولار آن کم‌تر از ۵ درصد مولی است و آندرادیت + اواروویت بسیار ناچیزی دارد (شکل ۶-۱۱).

در مقایسه با پگماتیت‌های خواجه‌مراد و خلج، گارنت درون آپلیت خواجه‌مراد مقدار آلماندین و گروسولار بالاتر و مقدار اسپسارتین و پیروپ کم‌تری دارد (شکل ۶-۱۱). به‌عبارت دیگر، گارنت در آپلیت دارای مقدار اسپسارتین + پیروپ کم‌تر و آلماندین + گروسولار بالاتری نسبت به پگماتیت است که می‌تواند بیانگر تفریق‌یافتگی نسبتاً بیش‌تر مذاب تشکیل‌دهنده رگه‌های آپلیتی نسبت به پگماتیتی باشد. همچنین، مقدار بالاتر آلماندین در گارنت درون آپلیت نسبت به پگماتیت با آنچه درباره علت تشکیل بافت تسبیحی در این سنگ‌ها گفته شد سازگار است.

- ترکیب گارنت در آپلیت خواجه‌مراد:

almandine ($Fe_2Al_2Si_3O_{12}$: 63.06 - 64.85 mol%)
spessartine ($Mn_2Al_2Si_3O_{12}$: 30.23 - 33.27 mol%)
pyrope ($Mg_2Al_2Si_3O_{12}$: 1.63 - 2.54 mol%)
grossular ($Ca_3Al_2Si_3O_{12}$: 1.94 - 2.36 mol%)
andradite ($Fe_3Al_2Si_3O_{12}$: 0.00 - 0.09 mol%)
uvarovite ($Cr_3Al_2Si_3O_{12}$: 0.00 - 0.02 mol%)

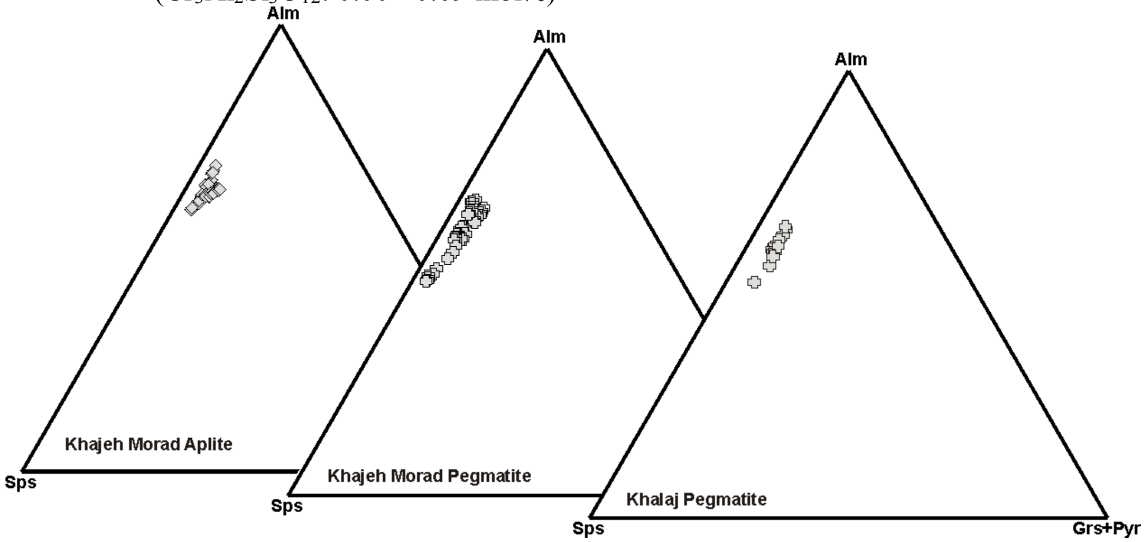
- ترکیب گارنت در پگماتیت خواجه‌مراد:

almandine ($Fe_2Al_2Si_3O_{12}$: 55.92 - 63.57 mol%)
spessartine ($Mn_2Al_2Si_3O_{12}$: 32.23 - 40.29 mol%)
pyrope ($Mg_2Al_2Si_3O_{12}$: 2.40 - 2.86 mol%)
grossular ($Ca_3Al_2Si_3O_{12}$: 0.94 - 1.25 mol%)
andradite ($Fe_3Al_2Si_3O_{12}$: 0.07 - 0.44 mol%)
uvarovite ($Cr_3Al_2Si_3O_{12}$: 0.01 - 0.01 mol%)

- ترکیب گارنت در پگماتیت خلج:

almandine ($Fe_2Al_2Si_3O_{12}$: 52.38-64.66 mol%)

spessartine
($Mn_2Al_2Si_3O_{12}$: 29.48 - 42.01 mol%)
pyrope
($Mg_2Al_2Si_3O_{12}$: 2.86 - 3.76 mol%)
grossular
($Ca_3Al_2Si_3O_{12}$: 1.66 - 2.45 mol%)
andradite
($Fe_3Al_2Si_3O_{12}$: 0.00 - 1.31 mol%)
uvarovite
($Cr_3Al_2Si_3O_{12}$: 0.00 - 0.09 mol%)



شکل ۶-۱۱- نمودار سه‌تایی تغییرات اعضای نهایی گارنت برای آپلیت - پگماتیت خواجه‌مراد و پگماتیت خلج.

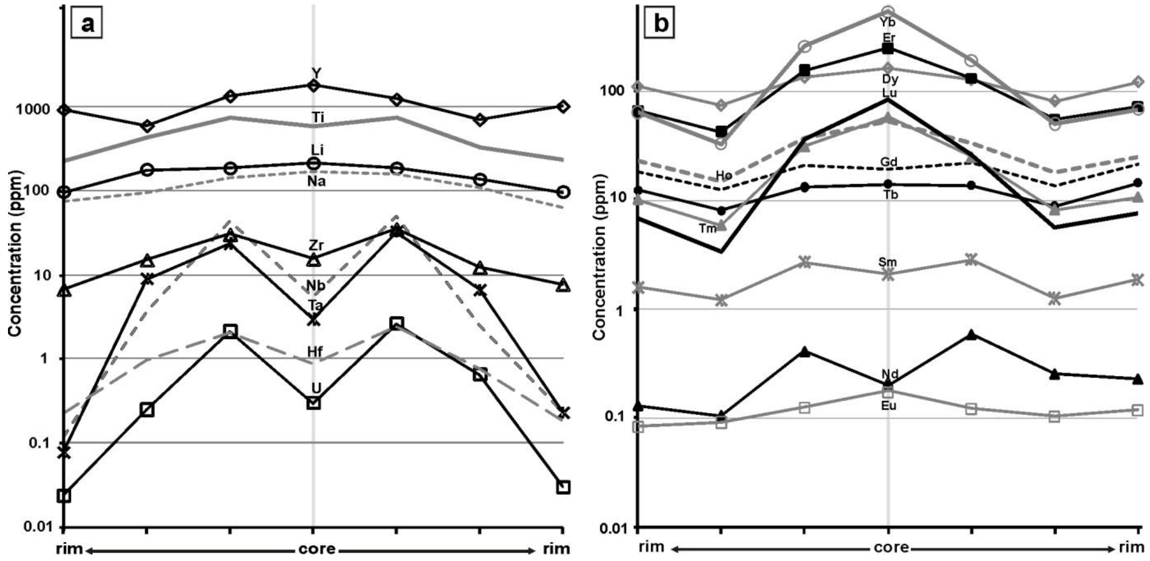
بر اساس نتایج حاصل از آنالیز مرکز و حاشیه گارنت‌های درون آپلیت - پگماتیت خواجه‌مراد و پگماتیت خلج، مقدار آلماندین در حاشیه افزایش و مقدار اسپسارتین در هسته بیش‌تر است. همچنین، مقدار پیروپ و گروسولار نیز در حاشیه گارنت درون آپلیت خواجه‌مراد و پگماتیت خلج پایین‌تر و در حاشیه گارنت پگماتیت خواجه‌مراد بالاتر هستند. آندرادیت به‌عنوان عضو نهایی Fe^{3+} دار و اواروویت تغییرات منظمی را در هسته تا حاشیه این گارنت‌ها نشان نمی‌دهند. علاوه بر این، منطقه‌بندی این گارنت‌ها نشان‌دهنده شباهت این گارنت‌ها با گارنت‌های دگرگونی درون متاپلیت‌های خلج (شکل ۶-۲) و ده‌نو (شکل ۶-۴) و تفاوت آن‌ها با گارنت درون توده ماگمایی DTG ده‌نو (شکل ۶-۹) است.

۶-۲-۲-۲- ب- شیمی عناصر کمیاب گارنت

داده‌های LA-ICP-MS گارنت درشت و ریزدانه موجود در زون حاشیه‌ای رگه‌های آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد در پیوست‌های ۶-۲ و ۶-۳ آورده شده است. تصویر ۳-۱۱ موقعیت نقاط آنالیز شده درون گارنت‌ها را نشان می‌دهد. گارنت‌های ریزدانه در مرکز دانه آنالیز شده‌اند، اما در مورد دانه‌های درشت‌تر آنالیز از حاشیه تا مرکز دانه انجام شده است.

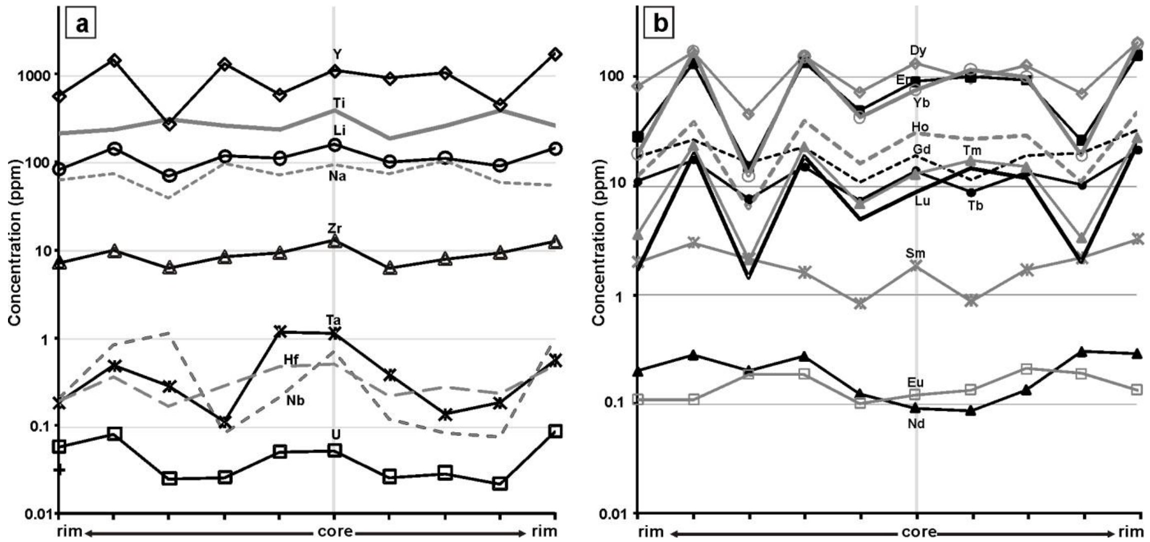
ترکیب گارنت‌های ریزدانه در آپلیت و پگماتیت مشابه است اما ترکیب گارنت‌های درشت‌دانه آپلیت و پگماتیت تفاوت اندکی نشان می‌دهند. به‌طور کلی، نتایج آنالیزها به‌صورت نمودارهای به‌هنجار شده (شکل‌های ۳-۱۲ و ۳-۱۳) نشان می‌دهد که گارنت درون این سنگ‌ها به‌طور مشابهی از نظر عناصر HREE بسیار غنی و از نظر عناصر LREE (La زیر حد آشکارسازی است) بسیار تهی شده است. میانگین نسبت $(Sm/Yb)_{cn}$ در گارنت آپلیت و پگماتیت (تقریباً به‌ترتیب ۰/۰۰۴۷ و ۰/۰۰۵۳) نشان می‌دهد که مقدار غنی‌شدگی از HREE در آپلیت شدت بالاتری دارد. نسبت *Eu/Eu[1] گارنت‌ها بین ۰/۰۲ تا ۰/۱۳ متغیر است. عناصر Ta، Nb و اورانیم آنومالی مثبت و Sr، Pb، Rb و Ti آنومالی منفی دارند. البته میزان این عناصر در سنگ میزبان نیز بسیار اندک است.

تغییرات HREE گارنت با منطقه‌بندی عناصر اصلی موجود در گارنت (مانند منگنز) مرتبط است به‌طوری‌که تغییرات $(Sm/Yb)_{cn}$ نشان می‌دهد مقدار HREE نیز در این گارنت‌ها از هسته به‌سمت حاشیه کاهش می‌یابد، البته منطقه‌بندی در گارنت درون پگماتیت روند نسبتاً نوسانی و نامنظم‌تری دارد (شکل‌های ۶-۱۲ و ۶-۱۳). همچنین مقدار $(Sm/Yb)_{cn}$ گارنت‌های ریزدانه با بخش حاشیه و حدواسط گارنت‌های دانه‌درشت شباهت دارد که این امر بیانگر این است که هسته‌زایی گارنت‌های ریز نسبتاً با تأخیر روی داده است. بررسی روند تغییرات عناصر در بخش هسته، میانی و حاشیه گارنت‌ها نشان می‌دهد که در گارنت درون آپلیت، عناصر Y، U، Ta و Nb از هسته به‌سوی حاشیه کاهش می‌یابند و در گارنت درون پگماتیت کاهش عناصر HREE از هسته به‌سوی حاشیه مشخص‌تر است.



شکل ۶-۱۲- تمرکز عناصر در پروفایل حاشیه - هسته - حاشیه گارنت درون آپلیت خواجه‌مراد.

[1] $Eu_n/(Sm_n + Gd_n)^{0.5}$



شکل ۶-۱۳- تمرکز عناصر در پروفایل حاشیه - هسته - حاشیه گارنت درون پگماتیت خواجه‌مراد.

۶-۲-۲-۲- پ- ترکیب ایزوتوپ اکسیژن ($\delta^{18}O$) گارنت و کوارتز

نسبت‌های ایزوتوپ اکسیژن برای بلورهای کوارتز موجود در پگماتیت و آپلیت خواجه‌مراد نسبتاً مشابه بوده و به‌ترتیب برابر با ‰۱۳/۶۱ و ‰۱۳/۷ هستند (پیوست ۳-۵-۱). بلورهای گارنت موجود در پگماتیت و آپلیت نیز به‌ترتیب دارای $\delta^{18}O$ برابر با ‰۱۰/۳ و ‰۱۰/۳ هستند. از این رو، مقدار $\Delta_{quartz-garnet}$ برای نمونه پگماتیت و آپلیت به‌ترتیب ‰۳/۳۰-۳/۳۷ و ‰۳/۲۶-۳/۴۷ است.

۶-۳- خاستگاه گارنت در سنگ‌های ماگمایی

۶-۳-۱- خاستگاه گارنت درون گرانیتویید

گارنت یکی از کانی‌های متداول در گرانیت‌های پرآلومین (مانند گرانیت‌های تیپ S) است و در سنگ‌های آذرین‌درونی کالک‌آلکالن متاآلومین نسبتاً نادر است. سنگ میزبان آن‌ها عمدتاً گرانودیوریت، ریوداسیت، داسیت و همچنین ریولیت، گرانیت، آندزیت، دیوریت، نوریت و پگماتیت فلسیک است. در بسیاری از مطالعات، گارنت در گرانیتوییدهای نوع S گزارش شده است (مانند جانگ[1] و همکاران، ۲۰۱۰؛ دالکوییست و همکاران، ۲۰۰۷؛ ویلاروس و همکاران، ۲۰۰۹؛ تیلور و استیونز[2]، ۲۰۰۰)، اما برخی از تحقیقات حاکی از تبلور گارنت در گرانیت‌های نوع A (مانند ژانگ[3] و همکاران، ۲۰۰۹، ۲۰۱۲) و I (مانند گرین، ۱۹۹۲؛ یوآن و همکاران، ۲۰۰۸) نیز

[1] Jung

[2] Stevens

[3] Zhang

هستند.

بسیاری از این گارنت‌ها که به‌صورت فنوکریست دیده می‌شوند، از اسپسارتین غنی بوده و دارای $X_{Mn}=Mn/(Mn+Mg+Fe^{2+})$ در حدود ۰/۱ تا ۰/۸ هستند (میلر و استودارد، ۱۹۷۸ و ۱۹۸۱). البته گارنت‌های ماگمایی دیگری نیز به‌صورت محلول آلماندین - پیروپ دیده شده‌اند (فیتون[۱]، ۱۹۷۲). در حقیقت، گارنت‌های گروه پیرالسپیت (آلماندین، اسپسارتین و پیروپ) عموماً در سنگ‌های گرانیتی دیده می‌شوند (میلر و استودارد، ۱۹۸۱؛ دوبری[۲]، ۱۹۸۸).

تشکیل گارنت‌های ماگمایی را نیز به تبلور در فشارهای بالا یعنی $P\geq7kb$ (گرین، ۱۹۷۷) و یا تبلور در فشارهای نسبتاً پایین (احتمالاً در fO_2 یا fH_2O پایین) ماگمای پرآلومین تفریق یافته نسبت می‌دهند (آلن و کلارک، ۱۹۸۱؛ کاوتورن و براون[۳]، ۱۹۷۶). در موارد بسیاری نیز گارنت‌های ماگمایی در مذاب‌های پگماتیتی فلسیک (با $SiO_2\geq70wt\%$) همراه با گرانیتوییدهای پرآلومینوس تا متاآلومینوس گزارش شده‌اند (مانند آلن و کلارک، ۱۹۸۱؛ میلر و استودارد، ۱۹۸۱؛ دوبری، ۱۹۸۸؛ هوگان[۴]، ۱۹۹۶؛ دالکوییست و همکاران، ۲۰۰۷).

به‌منظور بررسی ماهیت ماگمایی (فنوکریستی) یا غیر ماگمایی (زنوکریستی) گارنت از معیارهای گوناگونی می‌توان استفاده کرد.

به‌طور مثال، منطقه‌بندی در گارنت‌های دگرگونی امری عادی بوده ولی در گارنت‌های موجود در سنگ‌های گرانیتی نیز گزارش شده است (لیک، ۱۹۶۷؛ مninگ، ۱۹۸۳). در برخی از مطالعات منطقه‌بندی شیمیایی نوسانی گارنت درون گرانیتوییدها به‌عنوان یکی از ویژگی‌های ماهیت زنوکریستی آن‌ها شناخته شده (مانند منینگ، ۱۹۸۳؛ گرین و رینگ‌وود، ۱۹۶۸؛ هریسون، ۱۹۸۸)، اما این ویژگی در گارنت‌های ماگمایی که درون خود مذاب تشکیل شده و رشد کرده‌اند نیز دیده می‌شود (مانند کانو[۵]، ۱۹۸۳؛ دی[۶] و همکاران، ۱۹۹۲). البته در شرایط ترمودینامیکی دمای بالا، منطقه‌بندی رشدی در گارنت‌های تشکیل شده ممکن است در طی انتشار حذف شود (آندرسون و باکلی[۷]، ۱۹۷۳؛ بلک‌برن[۸]، ۱۹۶۹؛ گرنت و ویبلن[۹]،

---

[1] Fitton

[2] du Bray

[3] Cawthorne and Brown

[4] Hogan

[5] Kano

[6] Day

[7] Buckley

[8] Blackburn

[9] Grant and Weiblen

۱۹۷۱؛ دو بتون[1] و همکاران، ۱۹۷۵؛ تریسی[2] و همکاران، ۱۹۷۶؛ وودزورث[3]، ۱۹۷۷؛ یاردلی[4]، ۱۹۷۷).

مطالعات دانشمندان بر روی گرانیتوییدها نشان داده که برخی از فنوکریست‌های گارنت دارای ترکیب شیمیایی یکنواخت (مانند آیدار و گورگاد[5]، ۲۰۰۲؛ پاترانابیس - دب[6] و همکاران، ۲۰۰۹؛ میرنژاد و همکاران، ۲۰۰۸) و برخی دارای منطقه‌بندی نوسانی (کانو، ۱۹۸۳؛ دی و همکاران، ۱۹۹۲؛ کاواباتا و تاکافوجی، ۲۰۰۵؛ صمدی و همکاران، ۲۰۱۴b) بوده و منطقه‌بندی نرمال گارنت (به‌صورت کاهش منگنز به‌سمت حاشیه) بیانگر زنوکریست بودن منشأ گارنت‌ها و منطقه‌بندی معکوس (به‌صورت افزایش منگنز به‌سمت حاشیه) بیانگر منشأ ماگمایی و فنوکریست بودن گارنت تلقی می‌شود (آلن و کلارک، ۱۹۸۱). البته هیل[7] (۲۰۰۷) معتقد است که حاشیه غنی از منگنز در اطراف گارنت می‌تواند از شواهد گارنت‌های زنوکریست بوده و در اثر تعامل با مذاب تشکیل شده باشد. علاوه بر این، در گرانیتوییدها، منطقه‌بندی نوسانی ترکیب شیمیایی گارنت از ویژگی‌های گارنت زنوکریست با منشأ دگرگونی در نظر گرفته می‌شود (گرین و رینگ‌وود، ۱۹۶۸؛ منینگ، ۱۹۸۳؛ هریسون، ۱۹۸۸). بر اساس مطالعات دالکوییست و همکاران (۲۰۰۷)، کاهش محتوای اسپسارتین گارنت از سمت مرکز به سمت حاشیه (یا «نیم‌رخ زنگوله‌ای شکل تغییرات اسپسارتین»[8] در گارنت) می‌تواند از شواهد دگرگونی بودن منشأ گارنت و زنوکریست بودن آن باشد و یا بیانگر تشکیل آن در یک مذاب بسیار فلسیک (SiO_2=73-76%) در دماهای زیر ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد است. از سویی دیگر گارنت دگرگونی سنگ‌های پلیتی که در طی دگرگونی پیش‌رونده تشکیل می‌شود نیز دارای منطقه‌بندی نرمال با هسته فقیر از آهن و غنی از منگنز است (دیر و همکاران، ۱۹۸۲؛ شوآنت[9] و همکاران، ۱۹۹۶؛ هیل، ۲۰۰۷).

همچنین، ترکیب ایزوتوپ اکسیژن گارنت یکی از ابزارهای مفید و مهم در مطالعه خاستگاه گارنت به‌حساب می‌آید (لکی و همکاران، ۲۰۰۶، ۲۰۰۸). دمای انسداد برای انتشار اکسیژن در گارنت بالا (بالاتر از ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد) است (مانند فارکوهر[10] و همکاران، ۱۹۹۶؛ لکی و همکاران، ۲۰۰۶؛ ۲۰۰۸؛ هریس و

---

1 de Bethune

2 Tracy

3 Woodsworth

4 Yardley

5 Aydar and Gourgaud

6 Patranabis-Deb

7 Hale

8 Spessartine bell-shaped profile

9 Schwandt

10 Farquhar

وگلی، ۲۰۱۰)، زیرا گارنت کانی مقاومی در برابر عملکرد آب‌گون‌ها پس از تبلورش بوده و مقدار $\delta^{18}O$ گارنت از زمان تشکیل آن تغییر نمی‌کند (هریس و وگلی، ۲۰۱۰). بنابراین، ترکیب ایزوتوپی اکسیژن برای گارنت می‌تواند معیار خوبی برای بررسی خاستگاه گارنت و مذاب میزبان آن باشد. تاکنون مطالعات زیادی بر روی ترکیب ایزوتوپی گارنت ماگمایی در گرانیتوییدها انجام شده است (مانند کینگ و ولی[1]، ۲۰۰۱؛ لکی و همکاران، ۲۰۰۶، ۲۰۰۸، ۲۰۱۲؛ هریس و وگلی، ۲۰۱۰؛ میسون[2] و همکاران، ۱۹۹۶؛ هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱؛ صمدی و همکاران، ۲۰۱۴b).

مقدار $\delta^{18}O$ گارنت‌های ماگمایی در داسیت و آندزیت‌های آلماندین‌دار شمال حوضه پانونین[3] (با خاستگاه گوشته‌ای) در حدود ‰ ۶/۱+ تا ‰ ۷/۳+ است (هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱). مقدار $\delta^{18}O$ برای گارنت‌های ماگمایی درون گرانیت‌های نوع S پنین‌سولا[4] (آفریقای جنوبی) از ۱۰/۰+ تا ۱۱/۴+ پرمیل متغیر است و بیانگر تشکیل مذاب میزبان آن‌ها در اثر ذوب نامتجانس[5] سنگ‌های رسوبی منطقه است (هریس و وگلی، ۲۰۱۰). مقدار $\delta^{18}O$ در گارنت‌های دگرگونی درون متاپلیت‌ها غالباً بالا بوده و از ۱۱/۴+ تا ۱۳/۴+ پرمیل متغیر است (کوهن و همکاران، ۱۹۹۷).

۶-۳-۱-۱- بررسی خاستگاه گارنت DTG بر اساس ترکیب عناصر اصلی

سکالیون[6] و همکاران (۲۰۱۱) هضم و آلایش توسط سنگ میزبان رسوبی را به‌عنوان یک فرآیند مهم و موثر در شکل‌گیری گارنت در برخی توده‌های نفوذی گرانیتوییدی معرفی کرده است؛ اما شواهد سنگ‌نگاری و دلایل ژئوشیمیایی (فصل ۵) نشان می‌دهد که توده نفوذی ده‌نو از سنگ‌های رسوبی میزبانش منشأ نگرفته و خاستگاه گارنت و سنگ گرانیتوییدی میزبان آن با متاپلیت‌های منطقه ارتباطی ندارد. برخی از این شواهد عبارت‌اند از:

- آثاری از حضور زنولیت‌های گارنت‌دار درون توده نفوذی DTG و یا ادخال‌های سیلیمانیت (یا فیبرولیت) و کردیریت درون درشت‌بلورهای گارنت توده DTG دیده نمی‌شود؛
- اندازه بزرگ بلورهای گارنت (۱۰ تا ۲۰ میلی‌متر) درون DTG را نمی‌توان با گارنت‌های ریزدانه درون متاپلیت‌ها مرتبط دانست؛
- نبود حاشیه واکنشی در اطراف گارنت‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار گارنت DTG بیانگر رشد این بلورها

[1] King and Valley

[2] Mason

[3] Pannonian Basin

[4] Peninsula granite

[5] Incongruent melting

[6] Scallion

در شرایط تعادلی است؛

– میزان $Mg\#_{garnet/biotite}$ بالاتر برای DTG (تقریباً ۰/۴۳) نسبت به هورنفلس (تقریباً ۰/۲۴) و میکاشیست (تقریباً ۰/۳۲) و مقدار $Mg\#_{garnet/whole\ rock}$ بالاتر برای DTG (تقریباً ۰/۳۱) نسبت به میکاشیست (تقریباً ۰/۱۶۱) می‌تواند ابزاری برای تفکیک گارنت‌های ماگمایی و دگرگونی از هم باشد. مقدار ضریب توزیع آهن - منیزیم بین گارنت و بیوتیت[1] برای توده DTG و میکاشیست به‌ترتیب ۰/۳۶ و ۰/۱۵ است. این مقدار با مقداری که توسط لیونز و مورس[2] (۱۹۷۰) و هرنگی و همکاران (۲۰۰۱)، برای گارنت‌های آذرین (بیش‌تر از ۰/۲۴) و دگرگونی (کم‌تر از ۰/۲۰) پیشنهاد داده‌اند شباهت دارد؛

– میزان اعضای نهایی گارنت در DTG ده‌نو با گارنت‌های دگرگونی در متاپلیت‌های خلج و ده‌نو بسیار متفاوت است (شکل ۶-۱۴). زیرا در گارنت‌های DTG ده‌نو، مقدار آلماندین و اسپسارتین به‌طور متمایزی کم‌تر و مقدار گروسولار و پیروپ بالاتر است. همچنین، گارنت‌های DTG هیچ شباهت ترکیبی با گارنت درون مذاب‌های آپلیت و پگماتیتی ندارند. بر اساس پیشنهاد هرنگی و همکاران (۲۰۰۱)، با توجه به تفکیک خوب نمودار اسپسارتین - گروسولار از نمودار MnO در برابر CaO می‌توان برای تفکیک گارنت در سنگ‌های مذکور بهره گرفت (شکل ۶-۱۵)؛

– نمودار CaO در برابر MnO گارنت‌ها بیانگر اختلاف ترکیبی هسته تا حاشیه گارنت درون DTG ده‌نو با گارنت درون متاپلیت‌های خلج و ده‌نو و مقدار بالای CaO (بیش از ۴ درصد وزنی) آن‌هاست (شکل ۶-۱۵). در حقیقت، گارنت‌هایی که در سنگ‌های متاآلومینوس مرتبط با فرورانش تشکیل می‌شوند دارای میزان CaO بالاتری (بیش‌تر از ۴ درصد وزنی) نسبت به گارنت درون سنگ‌های آذرین پرآلومینوس و متاپلیت‌ها هستند (بچ و همکاران، ۲۰۱۲)؛

– در شکل ۶-۱۵، گارنت درون DTG ده‌نو در محدوده ترکیبی گارنت‌های ماگمایی فشار بالای درون سنگ‌های گوشته‌ای نوع I و M (منابع در هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱) قرار گرفته‌اند، زیرا دارای CaO بالاتر از ۴ درصد وزنی و MnO کم‌تر از ۴ درصد وزنی هستند و در مقابل گارنت‌های درون متاپلیت‌ها در محدوده ترکیبی گارنت درون متاپلیت‌ها قرار گرفته‌اند (شکل ۶-۱۵).

همچنین، گارنت درون DTG ده‌نو با گارنت‌های مرکب که توسط هرنگی و همکاران (۲۰۰۱) مطالعه شده‌اند متفاوت هستند؛ زیرا:

– بلورهای گارنت مرکب دارای یک هسته با خاستگاه دگرگونی یا زنوکریستی با رنگ روشن (با خاستگاه دگرگونی و از سنگ‌های متاپلیتی) و یک حاشیه تیره‌تر با خاستگاه ماگمایی یا فنوکریستی هستند (مانند

---

[1] $(Mg/Fe)^{Grt}/(Mg/Fe)^{Bt}$

[2] Lyons and Morse

هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱؛ ویلزوف[1] و همکاران. ۲۰۰۵)؛ اما رنگ گارنت‌های مورد مطالعه از هسته تا حاشیه یکنواخت است؛

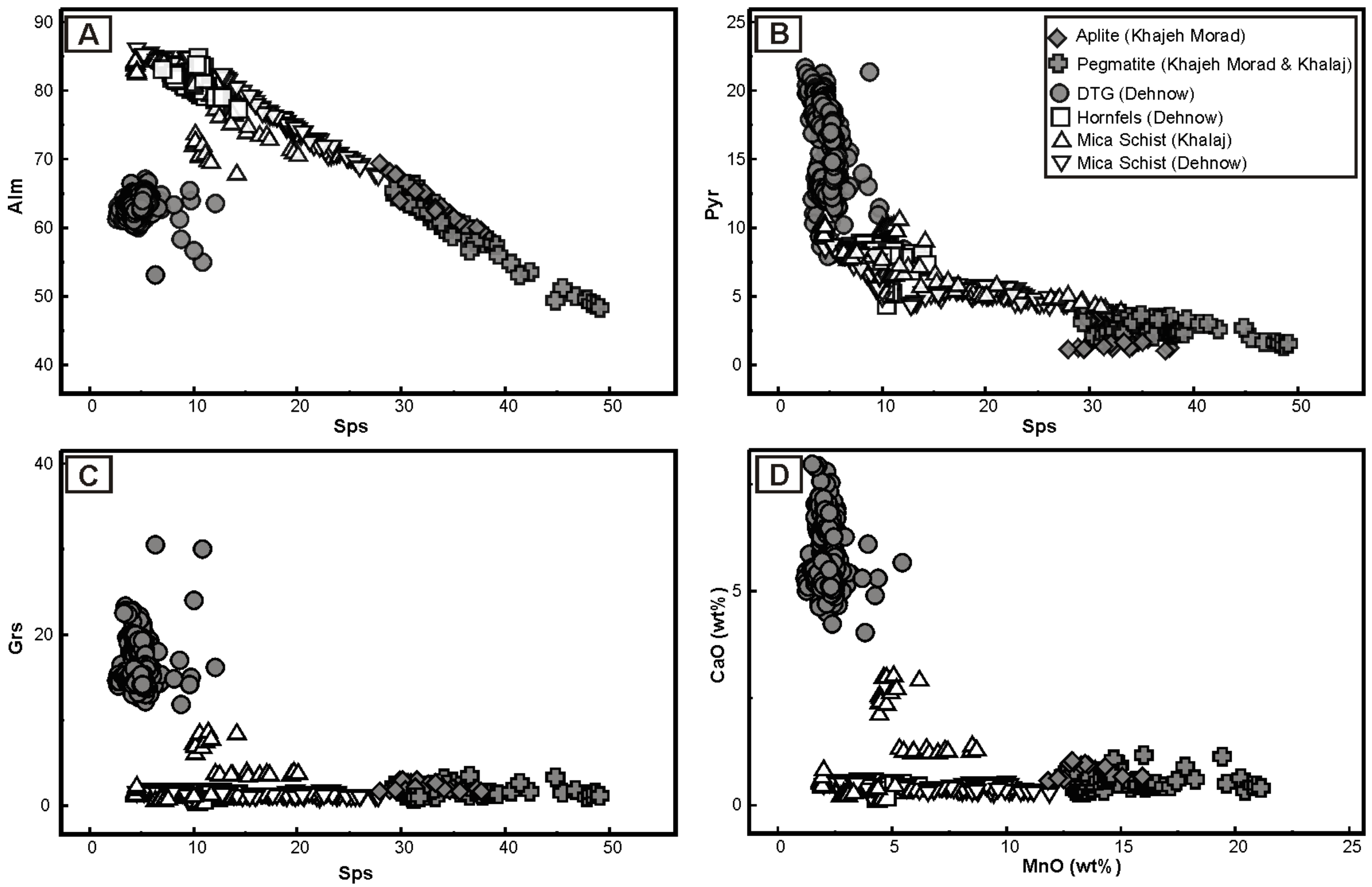
– شواهدی از فروافتادن قطعات زنوکریستی گارنت درون مذاب DTG (مانند وجود انکلاوهای مرتبط با سنگ‌های دگرگونی منطقه یا سنگ دیواره متاپلیتی و یا وجود کانی‌های دگرگون در زمینه سنگ و یا ادخال کانی‌های دگرگون در گارنت) وجود ندارد؛

– شیمی عناصر و خاستگاه در گارنت‌های مرکب در بخش زنوکریستی و فنوکریستی متفاوت است، اما بر اساس شکل ۶-۱۵ بلورهای گارنت در بخش‌های هسته و حاشیه دارای ماهیت و خاستگاه یکسانی است و از این‌رو با گارنت‌های مرکب[2] (که غالباً دارای هسته با منشأ دگرگونی و حاشیه با منشأ ماگمایی هستند که توسط هرنگی و همکاران (۲۰۰۱) بررسی شده‌اند) متفاوت هستند.

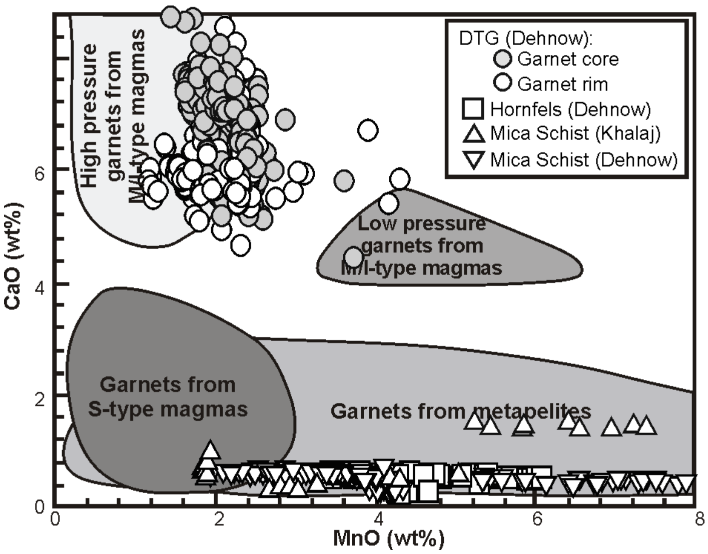
---

[1] Vielzeuf

[2] Composite garnet

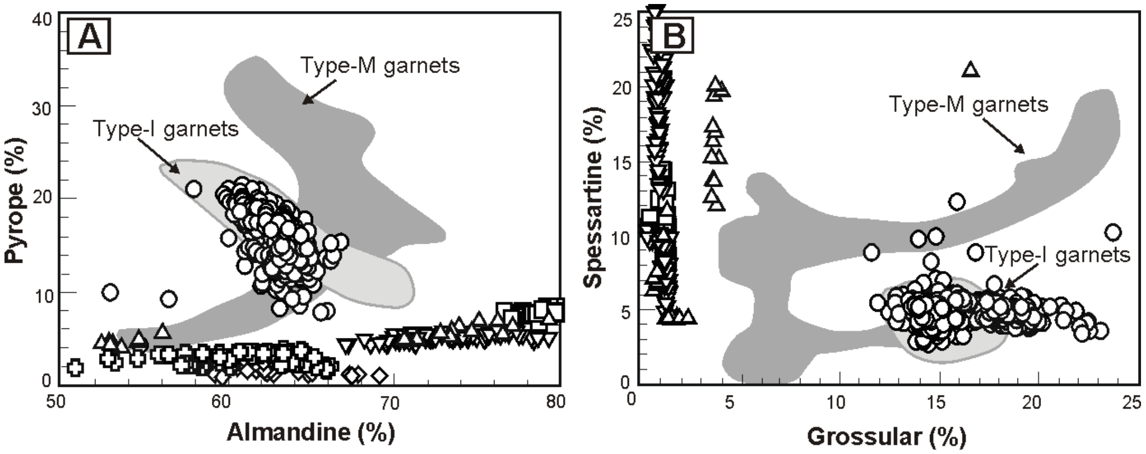


شکل ۶-۱۴- ترکیب گارنت سنگ‌های آذرین و دگرگونی خواجه‌مراد، خلج و ده‌نو بر روی: (A، B، C) نمودار تغییرات آلماندین، پیروپ و گروسولار در برابر اسپسارتین؛ (D) نمودار درصد وزنی CaO در برابر MnO گارنت.



شـکل ۶-۱۵- ترکیب هسته و حاشیه گارنت‌های توده نفوذی DTG بر روی نمودار CaO در برابر MnO (برگرفته از هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱ و منابع آن).

کاواباتا و تاکافوجی (۲۰۰۵) گارنت‌های درون سنگ‌های آتش‌فشانی و پرآلومینوس منطقه ستوچی ژاپن (کاواباتا و شوتو[1]، ۲۰۰۵) را بر اساس شواهد سنگ‌نگاری و شیمی به دو گروه طبقه‌بندی کردند: (۱) نوع آذرین (I)؛ (۲) نوع دگرگونی (M). توده نفوذی ده‌نو ماهیت متاآلومینوس دارد، اما به هر حال گارنت‌های DTG ده‌نو نیز در محدوده گارنت‌های فنوکریستی و نوع I قرار گرفته و با گارنت‌های نوع M در مطالعه کاواباتا و تاکافوجی (۲۰۰۵) و نمونه‌های گارنت دگرگونی مناطق خلج و ده‌نو تفاوت نشان می‌دهند. در حقیقت، همان‌گونه که در شکل ۶-۱۶ مشاهده می‌شود، گارنت‌های دگرگونی محدوده ترکیبی وسیع‌تری نسبت به محدوده پیشنهادی کاواباتا و تاکافوجی (۲۰۰۵) دارند.



شکل ۶-۱۶- گارنت DTG ده‌نو (دایره‌ها) در مقایسه با گارنت دگرگونی (زنوکریستی) و ماگمایی (فنوکریستی) کمربند آتش‌فشانی ستوچی (ژاپن) (برگرفته از کاواباتا و تاکافوجی، ۲۰۰۵) (علائم مانند شکل ۶-۱۴).

1 Kawabata and Shut

۶-۳-۱-۲- بررسی خاستگاه گارنت DTG بر اساس منطقه‌بندی عناصر اصلی

عوامل مؤثر بر منطقه‌بندی شیمیایی گارنت درون DTG عبارت‌اند از: فشار، دما، نرخ رشد و تغییرات شیمیایی محیط تشکیل گارنت که هنگام تبلور گارنت با آن در تعادل بوده است (مانند اسپیر، ۱۹۹۳؛ کونراد - شمولکه[1] و همکاران، ۲۰۰۵). بر اساس توکیلو[2] و همکاران (۱۹۹۰)، انتشار حجمی در گارنت‌های درجه بالا گاه منطقه‌بندی را از بین برده و ترکیب گارنت را همگن می‌کند؛ اما در مورد گارنت‌های مورد مطالعه در این رساله، انتشار تأثیر شاخصی بر ترکیب گارنت‌ها نداشته است، زیرا منطقه‌بندی ترکیبی یکی از ویژگی‌های گارنت در DTG، هورنفلس و میکاشیست‌ها است.

در جدول ۱-۱ ترکیب عناصر اصلی مثال‌هایی از گارنت‌های ماگمایی از سایر نقاط جهان آورده شده است. به این ترتیب مشاهده می‌شود که گارنت‌های ماگمایی عموماً از نظر آهن غنی هستند، مگر در سنگ‌های مافیک (مانند آیدار و گورگاد، ۲۰۰۲؛ کاواباتا و تاکافوجی، ۲۰۰۵؛ پاترانابیس‌دب و همکاران، ۲۰۰۹). برخی از گارنت‌های ماگمایی ممکن است منطقه‌بندی نشان ندهند (مانند آیدار و گورگاد، ۲۰۰۲؛ پاترانابیس و همکاران، ۲۰۰۹؛ میرنژاد و همکاران، ۲۰۰۸). البته، اگر چه حاشیه غنی از آهن و هسته غنی از منیزیم یکی از ویژگی‌های متداول در گارنت‌های ماگمایی محسوب می‌شود (مانند گرین و رینگ‌وود، ۱۹۶۸؛ بروس[3] و همکاران، ۱۹۷۲؛ بچ و همکاران، ۲۰۱۲) اما در مواردی نیز عکس این حالت دیده شده است (مانند فیتون، ۱۹۷۲؛ گارنت نوع 1B و 4 در هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱؛ گارنت نوع I در کاواباتا و تاکافوجی، ۲۰۰۵؛ یوآن و همکاران، ۲۰۰۸؛ نمونه 1C در بچ و همکاران، ۲۰۱۲). برخی گارنت‌های ماگمایی نیز حاشیه غنی از منگنز داشته و برخی حاشیه غنی از کلسیم دارند (مانند بروس و همکاران، ۱۹۷۲؛ گرین و رینگ‌وود، ۱۹۶۸؛ هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱؛ کاواباتا و تاکافوجی، ۲۰۰۵؛ بچ و همکاران، ۲۰۱۲؛ یوآن و همکاران، ۲۰۰۸؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۱۲).

گارنت درون DTG ده‌نو از نظر پروفایل ترکیبی، منطقه‌بندی و شیمی عناصر منگنز، منیزیم، کلسیم و آهن در بخش‌های هسته تا حاشیه با بخش‌های هسته تا حاشیه گارنت‌های درون سنگ‌های دگرگونی منطقه کاملاً تفاوت دارد و بر اساس میلر و استودارد (۱۹۸۱) افزایش نسبی منگنز از هسته تا حاشیه گارنت با افزایش تفریق در مذاب میزبان گارنت افزایش یافته است. در حالی‌که در سنگ‌های دگرگونی مقدار بالای منگنز در هسته گارنت را می‌توان با دمای بالاتر تشکیل گارنت مرتبط دانست. این مسئله بیانگر این است که

1 Konrad-Schmolke

2 Tuccillo

3 Brousse

گارنت DTG شرایط هسته‌زایی و رشد شیمیایی متفاوتی نسبت به گارنت‌های دگرگونی منطقه داشته است. در مقایسه با گارنت هورنفلس و میکاشیست (شکل‌های ۶-۴ و ۶-۹-d، ۶-۹-e)، منطقه‌بندی کلسیم و منیزیم در گارنت DTG (شکل‌های ۶-۹-a تا c) بسیار شاخص‌تر است. همچنین، بر اساس روندهای رسم شده، گارنت درون DTG دارای تطابق منفی مشخص‌تری بین کلسیم و منیزیم بوده و مقدار منیزیم آن از هسته تا حاشیه افزایش و مقدار آهن و کلسیم آن کاهش نشان می‌دهد. این الگوهای منطقه‌بندی مشابه الگوی منطقه‌بندی گارنت‌های ماگمایی هستند که توسط همر و مویز[1] (۱۹۸۲)، بروس و همکاران (۱۹۷۲، گارنت C)، هرنگی و همکاران (۲۰۰۱، گارنت نوع 2) و بچ و همکاران (۲۰۱۲، گارنت‌های 1A و 1B) مطالعه شده‌اند.

بررسی و مقایسه منطقه‌بندی ترکیبی در گارنت سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه خلج و ده‌نو (جدول ۶-۱) نشان می‌دهد که ترکیب غالب برای هسته گارنت ماگمایی و دگرگونی به‌ترتیب آلماندین - گروسولار و اسپسارتین است و در مقابل حاشیه گارنت ماگمایی و دگرگونی دارای پیروپ - اسپسارتین و آلماندین- پیروپ است. با توجه به اینکه آلماندین و اسپسارتین در هسته و حاشیه گارنت‌های ماگمایی و دگرگونی رفتار عکس دارند به‌طور ساده می‌توان از منطقه‌بندی آن برای تفکیک این دو گروه گارنت در سنگ‌های متاپلیتی و گرانیتوییدی استفاده کرد.

جدول ۶-۱- منطقه‌بندی ترکیبی در گارنت سنگ‌های منطقه و ترکیب غالب برای هسته و حاشیه گارنت‌های ماگمایی و دگرگونی.

نوع سنگ	**میکاشیست‌های خلج**	**هورنفلس ده‌نو**	**میکاشیست‌های ده‌نو**	DTG	**آپلیت- پگماتیت**
هسته گارنت	اسپسارتین، گروسولار	اسپسارتین	اسپسارتین، گروسولار	آلماندین، گروسولار	اسپسارتین
حاشیه گارنت	آلماندین، پیروپ	آلماندین، پیروپ، گروسولار	آلماندین، پیروپ	پیروپ، اسپسارتین، آندرادیت	آلماندین، پیروپ

نتیجه‌گیری	**گارنت دگرگونی متاپلیت‌ها**	**گارنت ماگمایی گرانیتوییدها**	**گارنت ماگمایی درون آپلیت - پگماتیت**
هسته	اسپسارتین	آلماندین، گروسولار	اسپسارتین
حاشیه	آلماندین، پیروپ	پیروپ، اسپسارتین	آلماندین، پیروپ

۶-۳-۱-۳- بررسی خاستگاه گارنت DTG بر اساس شیمی ادخال‌های درون گارنت

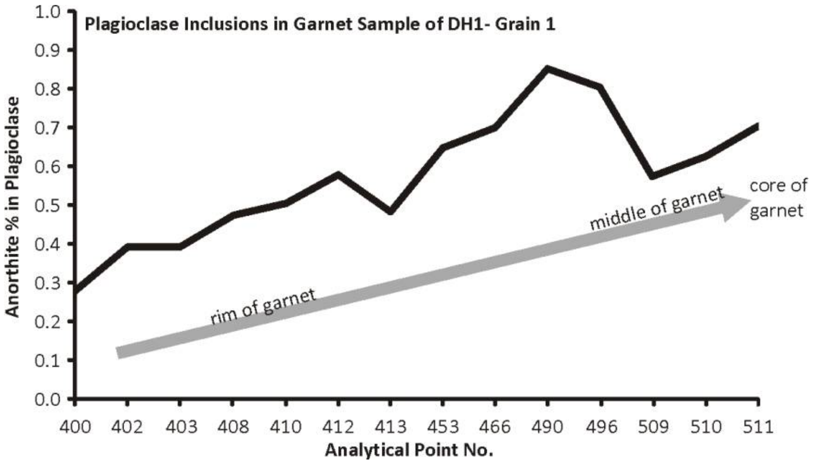
علاوه بر ترکیب گارنت، حضور ادخال کانی‌های دگرگونی در گارنت در کنار حضور زنولیت‌هایی از سنگ‌های دگرگونی در سنگ میزبان می‌توانند شواهدی برای خاستگاه زنوکریستی

[1] Hamer and Moyes

گارنت در مذاب باشد (مانند هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱). از این‌رو، بررسی ادخال‌های درون گارنت در مطالعه خاستگاه گارنت‌ها اهمیت بالایی دارد. همچنین، مطالعه ادخال‌های ماگمایی درون گارنت برای مطالعه تاریخچه تحولات فیزیکی و شیمیایی مذاب میزبان گارنت اهمیت بالایی دارد. در ادامه به بررسی شیمی و تغییرات عناصر در ادخال‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، اپیدوت و ایلمنیت درون گارنت و شباهت آن‌ها با کانی‌های زمینه اشاره می‌شود. برای این منظور ترکیب این ادخال‌ها از بخش‌های هسته‌ای تا حاشیه گارنت و در زمینه مقایسه شده‌اند.

۶-۳-۱-۳- الف- پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز با آنورتیت بیش‌تر از ۲۰ درصد مولی، فلدسپار متداول درون DTG است (شکل ۳-۳۴). در سنگ‌های دگرگونی منطقه پلاژیوکلازها دارای آنورتیت کم‌تر از ده درصد مولی هستند (شکل‌های ۳-۲۲ و ۳-۴۶). تغییرات میزان آنورتیت در ادخال‌های پلاژیوکلاز از بخش حاشیه‌ای تا میانی گارنت بررسی شد. بر این اساس، میزان درصد آنورتیت ادخال‌های پلاژیوکلاز در فنوکریست‌های گارنت از سمت مرکز به سمت حاشیه کاهش می‌یابد (شکل ۶-۱۷). این پدیده علاوه بر شیمی مذاب میزبان، به کاهش دما در هنگام تبلور نیز مرتبط است. اگرچه به‌دلیل تغییرات مقطعی شیمی یا دما نوسان‌های ضعیفی در این روند دیده می‌شود، اما روند کلی تغییرات به‌صورت کاهش آنورتیت پلاژیوکلازها به‌سوی بخش‌های حاشیه‌ای گارنت است. از سوی دیگر میزان آنورتیت در پلاژیوکلازهای زمینه سنگ (با آنورتیت ۰/۲۶ تا ۰/۶۴ درصد مولی) نیز با ادخال‌های پلاژیوکلاز در بخش‌های هسته تا حاشیه گارنت (با آنورتیت ۰/۲۹ تا ۰/۶۵ درصد مولی) شباهت زیادی داشته و این پدیده تشکیل هم‌زمان ادخال‌های پلاژیوکلاز درون گارنت و پلاژیوکلازهای زمینه را نشان می‌دهد.



شکل ۶-۱۷- تغییرات میزان آنورتیت در ادخال‌های پلاژیوکلاز از بخش حاشیه‌ای تا میانی گارنت (نمونه DH1-Grain1) در DTG ده‌نو.

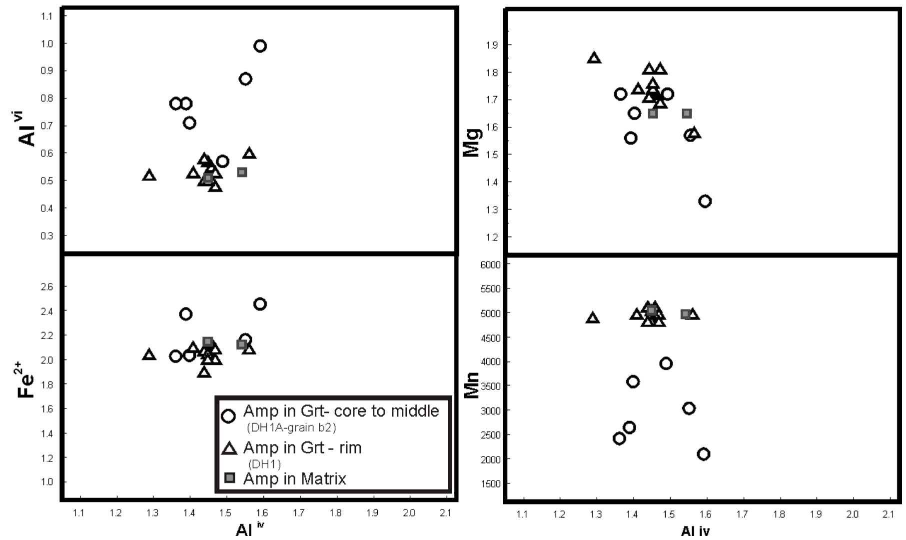
۶-۳-۱-۳- ب- آمفیبول

مطالعه سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه نشان می‌دهد که آمفیبول تنها در توده آذرین DTG یافت می‌شود. بررسی ترکیب عناصر اصلی ادخال‌های آمفیبول درون گارنت و بلورهای آمفیبول در زمینه سنگ، بر روی نمودارهای تغییرات عناصر (شکل ۶-۱۸)، گویای این است که همه آمفیبول‌ها از نظر عناصر Fe، Mg، Ca و Na دارای ترکیب نسبتاً مشابهی هستند، اما ادخال‌های آمفیبول درون بخش میانی و مرکزی فنوکریست گارنت دارای Ti، Mn و K نسبتاً کم‌تر و Al^{vi} و تا حدودی Fe^{2+} بالاتری در مقایسه با آمفیبول‌های زمینه و ادخال‌های آمفیبول در حاشیه گارنت هستند. بر اساس فرمول اشمیت (۱۹۹۲)، مقدار کم‌تر Al^{vi} ادخال‌های آمفیبول در بخش حاشیه گارنت گویای کاهش فشار است. میزان بالای منگنز در ادخال‌های آمفیبول حاشیه گارنت نیز با مقدار منگنز بالاتر در حاشیه گارنت و کاهش دما سازگاری دارد، زیرا با کاهش دما پایداری گارنت‌های منگنزدار افزایش می‌یابد. البته علاوه بر دما، شیمی مذاب نیز بر ترکیب متفاوت آمفیبول‌ها موثر بوده است. بر اساس مطالعات کراف‌راوانا[1] (۲۰۰۰)، ضریب توزیع Fe^{2+}-Mg بین گارنت و هورنبلند تابعی از تغییرات دما بوده و با کاهش دما، مقدار آهن هورنبلند کاهش و منیزیم آن افزایش می‌یابد؛ اما بررسی شیمی گارنت و ادخال‌های آمفیبول درون آن نقش تأثیرات دما بر تبادلات یونی آهن و منیزیم بین این دو کانی را نشان نمی‌دهند، زیرا با مقایسه شکل‌های ۶-۹ و ۶-۱۸ مشاهده می‌شود که Fe^{2+} در هسته گارنت و در ادخال‌های آمفیبول هسته گارنت بالاتر و به‌سوی حاشیه گارنت کاهش نشان می‌دهد و منیزیم نیز در هسته گارنت و در ادخال‌های آمفیبول هسته کم‌تر از بخش حاشیه گارنت است. این روند با تغییرات شیمی و فوگاسیته اکسیژن مذابی که در آن متبلور شده‌اند تطابق نشان می‌دهد. بر اساس شایبنر[2] و همکاران (۲۰۰۷) افزایش فوگاسیته اکسیژن مذاب موجب ورود Fe^{3+} در موقعیت Al^{3+} گارنت شده و درصد مولی آندرادیت در گارنت را افزایش می‌دهد. بنابراین، افزایش میزان آندرادیت در ترکیب گارنت گویای افزایش نسبت Fe^{3+}/Fe^{2+} به دلیل افزایش فوگاسیته است. افزایش فوگاسیته مذاب بر کاهش میزان Fe^{2+} و در نتیجه مقدار شرکت آن در ساختار کانی‌هایی که در حال تبلور از مذاب هستند تأثیر می‌گذارد. به این ترتیب می‌توان گفت، تغییرات عناصر در ادخال‌های آمفیبول درون گارنت گویای شرایط کاهش فشار و افزایش فوگاسیته اکسیژن در هنگام تبلور گارنت و ادخال‌آمفیبول درون آن و مؤید تبلور هم‌زمان این دو کانی در کنار هم و از مذاب هستند.

---

[1] Krogh Ravna

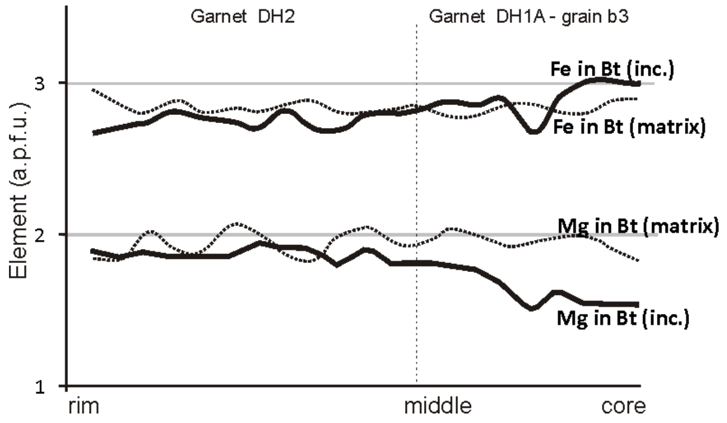
[2] Scheibner



شکل ۶-۱۸- نمودارهای تغییرات ترکیب عناصر اصلی آمفیبول نسبت به Al^{IV}.

۶-۳-۱-۳- پ- بیوتیت

بیوتیت یکی از کانی‌های اصلی و متداول در توده DTG ده‌نو و متاپلیت‌های منطقه مورد مطالعه است. مقایسه ترکیب بیوتیت از حاشیه تا مرکز فنوکریست‌های گارنت نشان‌دهنده کاهش روند کلی آهن و افزایش منیزیم است که با کاهش دمای تبلور ادخال‌های بیوتیت از هسته تا حاشیه گارنت‌ها تطابق دارد (شکل ۶-۱۹). تغییرات آهن در بیوتیت‌های زمینه با تغییرات آهن در ادخال‌های بیوتیت در هسته تا حاشیه گارنت شباهت دارد و تنها منیزیم آن‌ها تا حدودی شباهت بیش‌تر به بخش‌های میانی و حاشیه گارنت دارد. سایر عناصر مانند تیتانیم و آلومینیم نیز روند خاصی نشان نمی‌دهند و در ادخالی‌های بیوتیت و بیوتیت‌های زمینه مشابه هستند.



شکل ۶-۱۹- تغییرات منیزیم و آهن در فرمول ساختاری ادخال‌های بیوتیت در حاشیه تا هسته بلورهای گارنت در مقایسه با بیوتیت‌های زمینه سنگ (توده نفوذی DTG).

با توجه به ماهیت ماگمایی بیوتیت‌های زمینه (که در فصل سوم به آن اشاره شد) و شباهت ادخال‌های بیوتیت درون گارنت با آن‌ها، تبلور بیوتیت‌های ماگمایی از هنگام تشکیل گارنت تا مراحل رشد نهایی آن

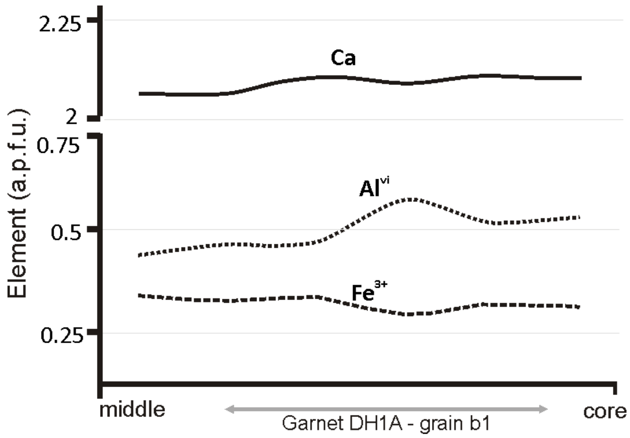
بیانگر تبلور گارنت و بیوتیت در شرایط فیزیکی و شیمیایی یکسان و تبلور از مذاب است. از این‌رو، افزایش نسبی محتوای منیزیم و کاهش نسبی آهن در مذاب را می‌توان به‌صورت تغییرات کاهشی آهن و افزایشی منیزیم در بلورهای گارنت و ادخال‌های درون آن‌ها مشاهده کرد. با توجه به افزایش میزان آندرادیت گارنت (یا به عبارتی Fe^{3+}/Fe^{2+} گارنت) از هسته به سمت حاشیه گارنت، فوگاسیته اکسیژن در هنگام تبلور گارنت در حال افزایش بوده و این امر موجب تبلور فازهای اکسیدی و مصرف آهن در ساختار آن‌ها شده است. در نتیجه، با پیشرفت تبلور، آهن (Fe^{2+}) مذاب به‌تدریج کاهش یافته و مقدار آلماندین گارنت و آهن ادخال‌های بیوتیت درون آن از سمت هسته به سمت حاشیه گارنت کاهش نسبی نشان می‌دهند. از این رو می‌توان گفت که برخلاف متاپلیت‌ها و سیستم‌های دگرگونی (که در بخش ۶-۲-۱-۲ به آن اشاره شد)، ضریب توزیع Fe^{2+}-Mg بین گارنت و بیوتیت در سنگ‌های ماگمایی بیش‌تر از آن‌که متأثر از تغییرات دما باشد تابعی از تغییرات شیمیایی مذاب است. از این‌رو، کاربرد توزیع این دو عنصر برای بررسی شرایط دمایی مذاب باید با احتیاط صورت بگیرد و لذا تغییرات سایر عناصر کمک بهتری در تعیین دما با استفاده از ترکیب گارنت و بیوتیت می‌کند.

۶-۳-۱-۳- ت- اپیدوت

بر اساس شواهد شیمیایی و میکروسکوپی ادخال‌های اپیدوت درون گارنت دارای ماهیت آذرین و اولیه هستند. با توجه به ایوانز و وانس[۱] (۱۹۸۷)، مقدار پایین TiO_2 (کم‌تر از ۰/۲ درصد وزنی) ادخال‌های اپیدوت در هسته گارنت و اپیدوت‌های زمینه سنگ (که به‌ترتیب در حدود ۰/۰۲ و ۰/۱۲ درصد وزنی است) بیانگر خاستگاه ماگمایی اپیدوت‌هاست. از این‌رو، بررسی شیمی ادخال‌های اپیدوت در هسته تا حاشیه گارنت می‌تواند روند تغییرات شرایط فیزیکوشیمیایی مذاب در هنگام تبلور گارنت را نشان دهد.

شکل ۶-۲۰ تغییرات ترکیب ادخال‌های اپیدوت، از هسته به سمت بخش‌های میانی بلور گارنت را نشان می‌دهد (داده ریزپردازشی از ادخال اپیدوت در حاشیه گارنت در دست نیست). در امتداد این مسیر میزان کلسیم و مقدار آهن سه‌ظرفیتی اپیدوت‌ها افزایش و مقدار Al^{vi} کاهش نسبی یافته است. با توجه به اهمیت مقدار Al/Fe^{3+} در ساختار اپیدوت، پایداری اپیدوت به فوگاسیته بالا محدود است (پولی و اشمیت، ۲۰۰۴). بررسی ادخال‌های اپیدوت نشان می‌دهد که مقدار Al/Fe^{3+} اپیدوت از هسته به سمت بخش میانی بلور گارنت کاهش یافته که این امر با افزایش فوگاسیته اکسیژن مذاب که شواهد آن با افزایش آندرادیت از بخش هسته تا میانی گارنت دیده می‌شود، تطابق دارد. این شواهد تبلور گارنت و ادخال‌های اپیدوت درون آن از مذاب را تأیید می‌کند.

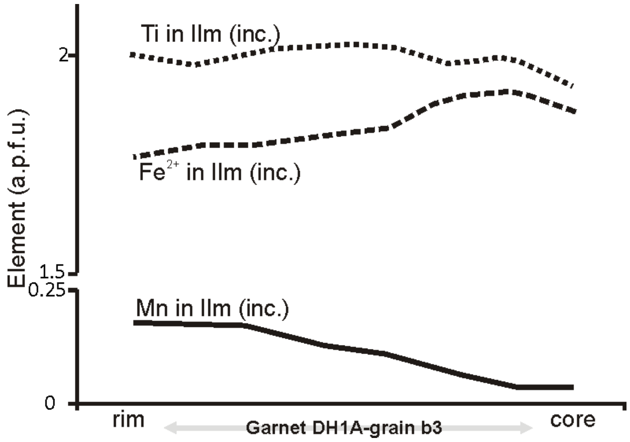
---
[1] Evans and Vance



شکل ۶-۲۰- تغییرات Ca، Al^{vi} و Fe^{3+} در فرمول ساختاری ادخال‌های اپیدوت در بخش میانی تا هسته بلورهای گارنت (توده نفوذی DTG).

۶-۳-۱-۳- ث- ایلمنیت

ایلمنیت یکی از کانی‌های فرعی متداول در سنگ‌های آذرین DTG و دگرگونی منطقه مورد مطالعه است. بررسی شیمی ادخال‌های ایلمنیت درون گارنت نشان می‌دهد که از هسته به‌سوی حاشیه گارنت، میزان آهن دو ظرفیتی افزایش و میزان منگنز کاهش می‌یابد و مقدار تیتانیم روند افزایشی بسیار ضعیفی نشان می‌دهد (شکل ۶-۲۱). هر چند بر اساس پانسبای[1] و همکاران (۱۹۸۷) توزیع Mn و Fe بین دو کانی گارنت و ایلمنیت می‌تواند تحت تأثیر دما صورت بگیرد. به این صورت که با کاهش دما که مقدار منگنز در گارنت افزایش و مقدار آهن کاهش می‌یابد، در مقابل مقدار منگنز در ایلمنیت کاهش و میزان آهن افزایش می‌یابد؛ اما شواهد موجود حاکی از این است که اگرچه کاهش دما از هسته به‌سوی حاشیه گارنت موجب کاهش آهن و افزایش منگنز شده است، اما در توزیع این عناصر بین گارنت و ادخال‌های ایلمنیت درون آن تأثیر مشخصی نداشته و در حقیقت کاهش میزان Fe^{2+} و افزایش Mn^{3+} در ایلمنیت، افزایش فوگاسیته مذابی که ایلمنیت‌ها از آن متبلور شده‌اند را نشان می‌دهد.



شکل ۶-۲۱- تغییرات منیزیم و آهن در فرمول ساختاری ادخال‌های بیوتیت در حاشیه تا هسته بلورهای گارنت در مقایسه با بیوتیت‌های زمینه سنگ (توده نفوذی DTG).

---
[1] Pownceby

۶-۳-۱-۴- بررسی خاستگاه گارنت DTG بر اساس ترکیب ایزوتوپ اکسیژن

تفاوت در مقدار $\delta^{18}O$ گارنت DTG و گارنت میکاشیست‌های منطقه نشان می‌دهد که گارنت درون DTG یک فاز باقیمانده دیرگداز منشأ گرفته از متاپلیت‌های منطقه نیست، زیرا مقدار $\delta^{18}O$ گارنت در DTG (۸/۳ تا ۸/۷ پرمیل) از مقدار $\delta^{18}O$ گارنت‌های دگرگونی (۱۲/۵ تا ۱۳/۱ پرمیل) بسیار کم‌تر است. گارنت‌های ماگمایی عموماً دارای $\delta^{18}O$ کم‌تری نسبت به گارنت درون سنگ‌های پلیتی دگرگون هستند، زیرا سنگ مادر متاپلیت‌ها از نظر کانی‌های دما پایین مانند رس‌ها غنی است (مانند شارپ[1]، ۲۰۰۶). همان‌گونه که در شکل ۵-۱۲ دیده می‌شود $\delta^{18}O$ گارنت ماگمایی حوضه پانونین شمالی (هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱) در حدود ۶/۱ تا ۷/۲ پرمیل است. هریس و وگلی (۲۰۱۰) نیز مقدار $\delta^{18}O$ برابر با ۱۰/۰ تا ۱۱/۴ پرمیل را برای گارنت‌های ماگمایی و ۱۳/۲ تا ۱۴/۰ پرمیل را برای کوارتزهای درون گرانیت‌های نوع S مورد مطالعه خود که محصول ذوب‌بخشی سنگ‌های متاپلیتی بوده‌اند ارائه کرده‌اند. ویلزوف و همکاران (۲۰۰۵) مقدار $\delta^{18}O$ برابر با ۷/۳ تا ۱۱/۶ پرمیل را برای حاشیه ماگمایی گارنت‌های مرکب در میگماتیت‌های دیوریتی گزارش کرده است. کوهن و همکاران (۱۹۹۷) مقادیر $\delta^{18}O$ برابر با ۱۱/۴ تا ۱۳/٤ پرمیل و ویلزوف و همکاران (۲۰۰۵) مقادیر ۱۱/۶ تا ۱۴/۴ پرمیل را برای گارنت‌های دگرگونی به‌دست آورده‌اند. مقادیر $\delta^{18}O$ گارنت در توده نفوذی DTG مشابه مثال‌های گارنت ماگمایی در سایر نقاط جهان است (مانند گرانیت کیپ در غرب کیپ، هریس و وگلی، ۲۰۱۰؛ سیرانوادای[2] آمریکا، لکی و همکاران، ۲۰۰۸) (شکل ۵-۱۲).

۶-۳-۱-۵- بررسی انتشار عناصر بر رشد گارنت در DTG

بر اساس دما و ویسکوزیته مذاب، هاکس‌ورث[3] و همکاران (۲۰۰۰) پیشنهاد نمودند که رشد بلور در سیستم‌های ماگمایی بسیار سریع است (10^{-10} تا 10^{-11} سانتی‌متر در ثانیه). این بدان معناست که یک بلور با ابعاد ۱۰ میلی‌متر به زمانی در حدود ۱۰۰ تا ۱۰۰۰ سال برای تبلور نیاز دارد که این زمان با مدت زمان حوادث ماگمایی سازگار است. مقیاس زمانی فرآیندهای ماگمایی در شکل‌گیری گرانیت‌ها، از ذوب تا تبلور، به‌ندرت از ۱۰۰۰۰۰ سال فراتر می‌رود (ویلاروس و همکاران، ۲۰۰۹ و منابع آن). نتایج مطالعات تجربی کورولیوک و لپزین (۲۰۰۸) نشان می‌دهد که

---

[1] Sharp

[2] Sierra Nevada

[3] Hawkesworth

ضریب انتشار[1] (D_c) عنصر کلسیم، منیزیم، آهن و منگنز به‌ترتیب به‌صورت $D_{Mn}>D_{Fe}>D_{Mg}>D_{Ca}$ است. ضرایب انتشار به عامل فشار وابسته نیستند اما با تغییرات دما مرتبط هستند. کورولیوک و لپزین (۲۰۰۸) نشان دادند که در دمای ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد، همگن شدن یک گارنت به شعاع یک میلی‌متر که دارای ناهمگنی شدید عناصر است، برای عناصر منگنز، آهن، منیزیم و کلسیم به‌ترتیب در حدود 1×10^9، $1/5\times10^9$، 2×10^9 و 3×10^9 سال به‌طول می‌انجامد و در دماهای بالاتر (۶۵۰ درجه سانتی‌گراد) این فرآیند به‌ترتیب در حدود 1×10^7، 5×10^7، 1×10^9 و $1/5\times10^9$ سال به‌طول می‌انجامد. این در حالی است که انتشار واقعی عناصر در گارنت‌های طبیعی می‌تواند از این مقادیر تجربی هم بیش‌تر به‌طول انجامد (کورولیوک و لپزین، ۲۰۰۸).

با توجه به‌سرعت سرد شدن ممکن و مقیاس زمانی ماگماتیسم توده نفوذی DTG (که کم‌تر از 10^7 سال بوده)، اندازه درشت گارنت‌ها (۱۰ تا ۲۰ میلی‌متر) و منطقه‌بندی کلسیم و منیزیم، پدیده انتشار تأثیر شاخصی بر ترکیب گارنت‌های DTG نداشته است.

۶-۳-۲- خاستگاه گارنت درون آپلیت و پگماتیت

بر اساس توماس و دیویدسون (۲۰۱۲)، در شرایط دما و فشار مشابه، مذاب‌های گرانیت و پگماتیت از نظر محتوای آب و ویسکوزیته متفاوت هستند. پگماتیت‌ها محصول مذاب‌های تفریق یافته با ویسکوزیته کم و عدم امتزاج مذاب - سیال هستند. گارنت موجود در فازهای ماگمایی نهایی مانند آپلیت و پگماتیت اغلب محلول جامد آلماندین - اسپسارتین (مننیگ، ۱۹۸۳) و یا غنی از اسپسارتین (ویت‌ورث، ۱۹۹۲) دارای منشأ ماگمایی است (مانند بالدوین و ون‌نورینگ، ۱۹۸۳؛ مننیگ، ۱۹۸۳؛ ویت‌ورث، ۱۹۹۲؛ مک‌لئود، ۱۹۹۲؛ لندن، ۲۰۰۸). اگر چه گاداس و همکاران (۲۰۱۳) به حضور گارنت گروسولار در مثالی از پگماتیت‌های لوکوتونالیتی اشاره کرده‌اند.

گارنت‌های درون آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد و پگماتیت خلج دارای اسپسارتین (منگنز) بالایی در ترکیب خود هستند، به‌گونه‌ای که در اغلب نمودارهای تفکیک گارنت‌های آذرین و دگرگونی در محدوده گارنت‌های غنی از منگنز دگرگونی درون متاپلیت‌ها و یا فراتر از آن قرار می‌گیرند (شکل‌های ۶-۱۴ تا ۱۵). در پگماتیت‌های دارای منطقه‌بندی، اغلب در بخش هسته توده پگماتیتی گارنت غنی از منگنز و در حاشیه توده، گارنت از Fe^{2+} غنی‌تر است (بالدوین و ون‌نورنینگ، ۱۹۸۳؛ ویت‌ورث، ۱۹۹۲؛

[1] Diffusion coefficients

آردونـدو و همکـاران، ۲۰۰۱)، البتـه در مطالعـات منینـگ (۱۹۸۳) بـه رونـدی عکـس اشـاره شـده اسـت. در ادامه به بررسی ماهیت و خاستگاه ماگمایی گارنت درون آپلیت و پگماتیت‌ها پرداخته می‌شود.

۶-۳-۲-۱- بررسی خاستگاه گارنت آپلیت و پگماتیت مطابق شیمی عناصر اصلی و منطقه‌بندی

به‌طور خلاصه، گارنت درون سنگ‌های متاپلیتی دارای هسته غنی از منگنز و فقیر از آهن است و به‌طور مشابهی گارنت‌های زنوکریست نیز اغلب دارای منطقه‌بندی عادی با کاهش منگنز از هسته به‌سوی حاشیه هستند اما در مقابل، فنوکریست‌ها و گارنت‌های ماگمایی درون گرانیتوییدها دارای منطقه‌بندی معکوس با افزایش منگنز از هسته به‌سوی حاشیه هستند (مانند لیک، ۱۹۶۷؛ گرین و رینگ‌وود، ۱۹۶۸؛ آلن و کلارک، ۱۹۸۱؛ میلر و استودارد، ۱۹۸۱؛ کانو، ۱۹۸۳؛ هریسون، ۱۹۸۸؛ دی و همکاران، ۱۹۹۲؛ شوانت و همکاران، ۱۹۹۶؛ اسپیر و کوهن، ۱۹۹۶؛ هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱؛ وانگ[1] و همکاران، ۲۰۰۳؛ کوپکه و همکاران، ۲۰۰۳؛ ویلزوف و همکاران، ۲۰۰۵؛ کاواباتا و تاکافوجی، ۲۰۰۵؛ میرنژاد و همکاران، ۲۰۰۸؛ پاترانابیس‌دب و همکاران، ۲۰۰۹؛ هریس و وگلی، ۲۰۱۰؛ لکی و همکاران، ۲۰۰۶، ۲۰۰۸، ۲۰۱۱، ۲۰۱۲؛ صمدی و همکاران، ۲۰۱۴b).

اما گارنت درون پگماتیت‌ها اغلب از نوع آلماندین - اسپسارتین بوده و محتوای اسپسارتین آن از هسته به‌سوی حاشیه شدیداً کاهش نشان می‌دهد (مانند بالدوین و ون‌کورنینگ، ۱۹۸۳؛ منینگ، ۱۹۸۳؛ ویت‌ورث، ۱۹۹۲؛ تونی[2] و همکاران، ۲۰۰۳؛ گاداس و همکاران، ۲۰۱۳ و دیگران). به‌طور مثال، بر اساس مطالعات تونی و میلر (۲۰۰۴) فاز گارنت ماگمایی اولیه در متاپگماتیت‌های حوضه اوتزال[3] (تیرول، آلپ شرقی) دارای هسته غنی از MnO و حاشیه غنی از FeO است. مثال‌هایی از گارنت درون پگماتیت، با هسته غنی از منگنز و حاشیه غنی از آهن را می‌توان در هوب‌کاپونگ[4] (تایلند)، کیرنسمور در جنوب آپ‌لند[5] (اسکاتلند)، حوضه اتزتال تیرول[6] (در شرق آلپ) و نمونه‌های مورد مطالعه منینگ (۱۹۸۳)، مک‌لئود (۱۹۹۲) و تونی و میلر (۲۰۰۴) یافت. بنابراین، گارنت درون باتولیت‌های گرانیتوییدی با گارنت موجود در پگماتیت از نظر ترکیب شیمیایی و منطقه‌بندی با هم قابل مقایسه نبوده و کاملاً متفاوت هستند.

گارنت‌های مورد مطالعه در آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد و پگماتیت خلج نیز دارای هسته غنی از اسپسارتین و حاشیه غنی از آلماندین بوده و مقدار آلماندین، پیروپ و گروسولار آن‌ها به‌سوی حاشیه افزایش می‌یابد. بر روی نمودار آلماندین + گروسولار در برابر پیروپ + اسپسارتین نیز ترکیب گارنت درون آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد دارای روند خطی از هسته غنی از منگنز به‌سمت حاشیه غنی از آهن هستند

---

[1] Wang

[2] Thoni

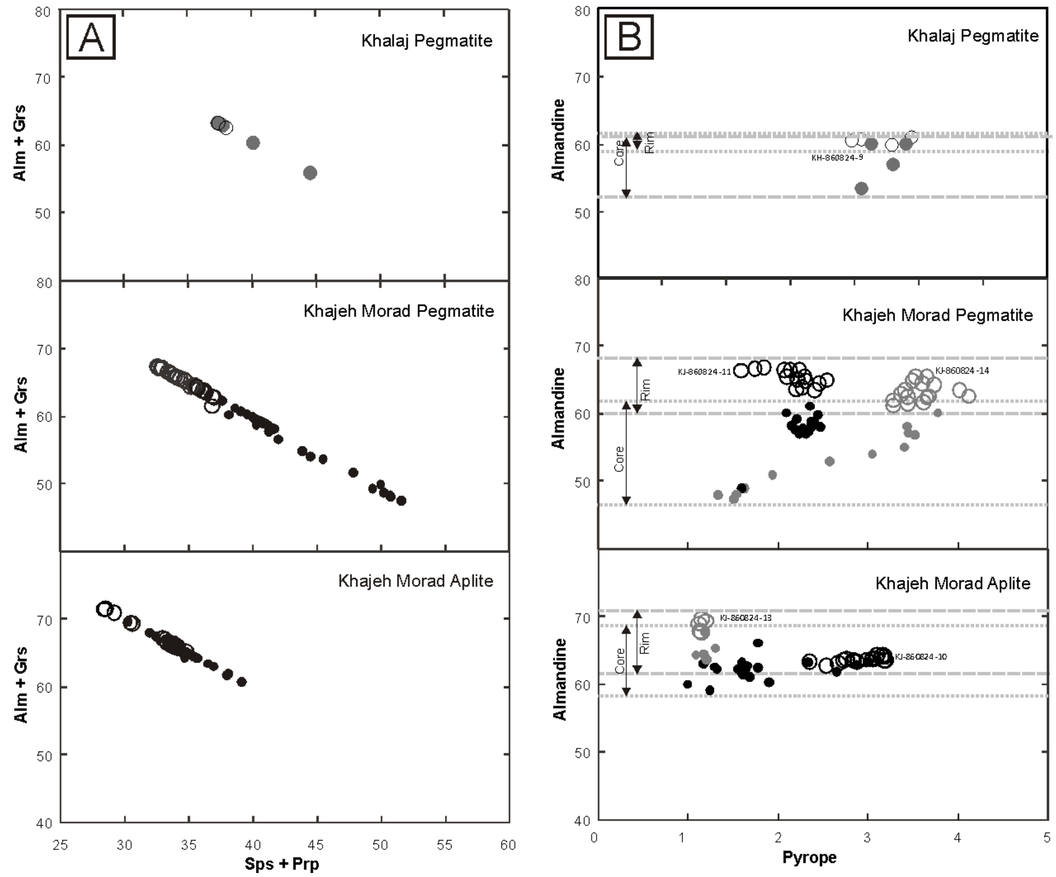
[3] Ötztal basement, Tyrol (Eastern Alps)

[4] Hub Kapong

[5] Cairnsmore of Fleet Granite (Southern Uplands, Scotland)

[6] Ötztal basement, Tyrol (Eastern Alps)

(شکل ۶-۲۲).



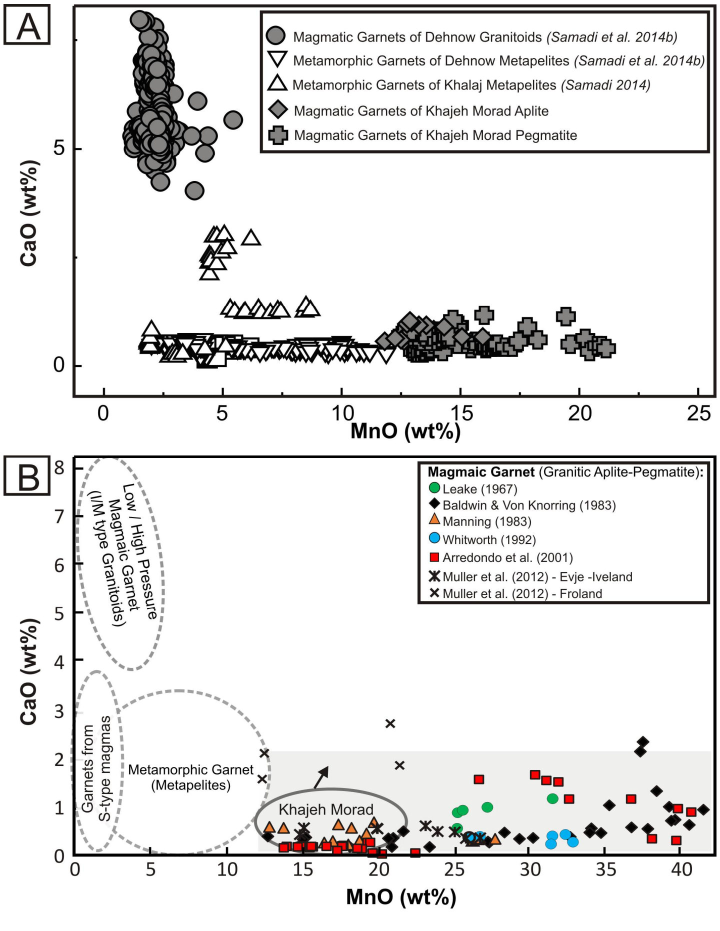
شکل ۶-۲۲- شیمی گارنت درون آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد و خلج: (A) محتوای آلماندین + گروسولار در برابر اسپسارتین + پیروپ؛ (B) نمودار محتوای آلماندین در برابر پیروپ (هسته گارنت: دایره‌های توپر، حاشیه گارنت: دایره‌های تو خالی).

بنابراین، این گارنت‌ها دارای الگوی ترکیبی متفاوت و معکوسی از نظر تغییرات عناصر به‌ویژه منگنز، نسبت به گارنت ماگمایی درون مذاب‌های گرانیتوییدی هستند. به‌گونه‌ای که افزایش مقدار آلماندین و پیروپ به‌سمت حاشیه این گارنت‌ها باعث شباهت آن‌ها به گارنت‌های دگرگونی در سنگ‌های دگرگونی (مانند گارنت موجود در متاپلیت‌های منطقه خلج و ده‌نو) و تفاوت آن‌ها با گارنت‌های ماگمایی و فنوکریستی گرانیتوییدها (مانند DTG ده‌نو) می‌شود.

در مقایسه با آپلیت خواجه‌مراد و پگماتیت خلج، پگماتیت‌های خواجه‌مراد دارای مقدار اسپسارتین + پیروپ بالاتر و آلماندین + گروسولار کم‌تری هستند (پیوست‌های ۳-۳-۴-۱ تا ۳-۳-۴-۵). بر اساس مننیگ (۱۹۸۳) شدت کم‌تر منطقه‌بندی (تغییرات ترکیبی از هسته تا حاشیه) در گارنت آپلیت خواجه‌مراد و پگماتیت خلج می‌تواند به‌دلیل تبلور آن در دماهای کم‌تر باشد. نتایج دماسنجی آپلیت و پگماتیت (فصل

چهارم) نیز مؤید دمای کم‌تر مذاب آپلیتی نسبت به پگماتیتی است. گارنت درون پگماتیت‌های منینگ (۱۹۸۳) دارای منطقه‌بندی شدیداً نرمال و زنگوله‌ای از نظر تغییرات منگنز هستند؛ البته در مقایسه، گارنت موجود در آپلیت‌های آن ناحیه منطقه‌بندی کم‌تری را نشان می‌دهند که دلیل آن می‌تواند تبلور در دماهای کم‌تر یا تبلور از یک مذاب دارای مواد فرار بیش‌تر باشد. به‌طور قابل مقایسه‌ای دانه‌های گارنت درون پگماتیت خواجه‌مراد نیز محدوده ترکیبی وسیع‌تری ($\Delta almandine_{rim-core}=8.4$ و $\Delta spessartine_{rim-core}=-8.89$ درصد وزنی) را نسبت به گارنت درون آپلیت ($\Delta almandine_{rim-core}=1.41$ و $\Delta spessartine_{rim-core}=-2.74$ درصد وزنی) نشان می‌دهند.

مقایسه Mn و Ca در گارنت‌های ماگمایی درون آپلیت - پگماتیت خواجه‌مراد با گارنت آذرین درون پگماتیت‌های گرانیتی سایر نقاط جهان و همچنین، مقایسه آن‌ها با گارنت‌های آذرین درون گرانیتوییدهای سایر نقاط جهان و گارنت دگرگونی متاپلیت‌های خلج و ده‌نو نشان می‌دهد که به‌طور کلی محدوده ترکیبی منگنز و کلسیم گارنت درون آپلیت - پگماتیت‌ها از سایر گارنت‌ها متمایز بوده و دارای MnO>12 wt% و CaO<2 wt% هستند (شکل ۶-۲۳).



شکل ۶-۲۳- نمودارهای CaO در برابر MnO برای تفکیک گارنت آذرین درون آپلیت - پگماتیت‌های گرانیتی خواجه‌مراد و پگماتیت‌های گرانیتی سایر نقاط جهان از گارنت‌های آذرین درون گرانیتوییدهای سایر نقاط جهان و گارنت دگرگونی متاپلیت‌های خلج و ده‌نو. محدوده‌های گارنت در سنگ‌های گرانیتوییدی و متاپلیتی برگرفته از هرنگی و همکاران (۲۰۰۱).

یکی از عناصر کلیدی در مطالعه منطقه‌بندی گارنت‌ها، به‌ویژه گارنت درون سنگ‌های تفریق یافته (مانند آپلیت و پگماتیت) منگنز است. میلر و استودارد (۱۹۸۱) معتقدند که در مجموع نسبت Mn/(Fe+Mg) در گارنت با افزایش تفریق مذاب افزایش یافته و گارنت‌های حاصل از این مذاب‌ها دارای اسپسارتین بالاتری هستند. به‌نظر می‌رسد در این حالت گارنت تمایل بالایی برای دریافت منگنز اما از آنجایی که با تبلور گارنت میزان منگنز مذاب کاهش می‌یابد در نتیجه در بلور گارنت نیز میزان منگنز از هسته به‌سوی حاشیه کاهش نشان می‌دهد. منینگ (۱۹۸۳) نیز ظهور این گارنت‌های غنی از منگنز را به محتوای منگنز ماگمای مادر مربوط می‌داند. افزایش مقدار محتوای اسپسارتین یک گارنت می‌تواند موجب پایداری گارنت در فشارهای کم شود (گرین، ۱۹۷۷؛ میلر و استودارد، ۱۹۷۸ و ۱۹۸۱)؛ اما مطالعات ابوت[1] (۱۹۸۵) تبلور گارنت‌های ماگمایی غنی از منگنز را به‌دلیل تبلور در مراحل نهایی تفریق می‌داند که منگنز (Mn^{2+}) ترجیح می‌دهد به‌جای ورود به ساختار مسکوویت و بیوتیت وارد مذاب شود و با حضور گارنت در سنگ، گارنت این منگنز را در ساختار مولکولی خود می‌پذیرد.

مک‌لئود (۱۹۹۲) نیز تشکیل گارنت‌های ماگمایی با هسته غنی از منگنز و فقیر از آهن در پگماتیت‌های آپلند[2] جنوبی (اسکاتلند) را به تفریق رایلی[3] در هنگام سرد شدن مذاب مربوط می‌داند. مولر و همکاران (۲۰۱۲) معتقدند که هر گاه کانی‌های مافیک آهن دوست‌تر مانند بیوتیت، مگنتیت، آلانیت، کلمبیت و تورمالین سیاه با گارنت هم‌زیست باشند، نسبت MnO/(MnO + FeO) از سمت مرکز تا حاشیه گارنت افزایش می‌یابد، در حالی‌که اگر در هنگام تبلور گارنت، گارنت تنها کانی حاضر در مذاب برای دریافت منگنز و آهن مذاب باشد، مذاب از نظر منگنز (نسبت به آهن) تهی‌تر می‌شود و در نتیجه ترکیب گارنت به‌طور فزاینده‌ای از یک هسته غنی از منگنز به سمت یک حاشیه غنی از آهن تغییر می‌یابد. بر این اساس، گارنت‌های مورد مطالعه خواجه‌مراد نیز باید پیش از سایر کانی‌های مافیک آهن‌دوست این سنگ‌ها متبلور شده باشند که این امر مؤید ماهیت ماگمایی آن‌ها است.

مورتز[4] و همکاران (۲۰۱۳) با مقایسه گارنت در مثال‌هایی از پگماتیت‌های خانواده NYF، LCT و مسکوویت، نشان دادند که گارنت درون مذاب‌های کم‌تر تفریق یافته دارای FeO+MgO بالاتر و MnO+CaO پایین‌تری است (شکل ۶-۲۴). بر اساس این نمودار، حاشیه و مرکز گارنت درون آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد و پگماتیت خلج از نظر عناصر اصلی به گارنت‌های ماگمایی درون پگماتیت تیپ -RE

---

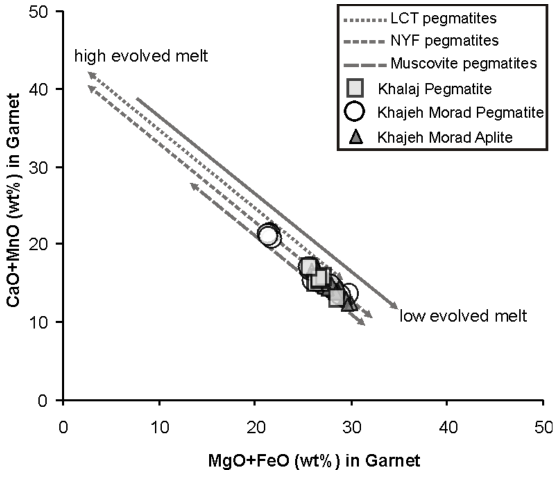
[1] Abbott

[2] Southern Uplands of Scotland

[3] Rayleigh fractionation

[4] Moretz

REE منطقه استلی[1] (مولر و همکاران، ۲۰۱۲) شباهت دارند.



شکل ۶-۲۴- طبقه‌بندی مذاب تفریق یافته خواجه‌مراد و خلج بر اساس FeO+MgO در MnO+CaO برابر (درصد وزنی) گارنت درون آپلیت و پگماتیت. سایر داده‌ها برگرفته از مورتز و همکاران (۲۰۱۳) و منابع آن.

از آنجایی که ضریب توزیع منگنز بین گارنت و مذاب از یک بیش‌تر است؛ بنابراین، مذاب در هنگام تفریق به‌دلیل تبلور گارنت دچار کاهش منگنز می‌شود (لندن، ۲۰۰۸). در نتیجه، همان‌گونه که در گارنت درون پگماتیت‌های خواجه‌مراد مشاهده می‌شود، میزان منگنز به سمت حاشیه گارنت کاهش نشان می‌دهد.

مطالعات بالدوین و فون‌نورینگ (۱۹۸۳)، ویت‌ورث (۱۹۹۲) و آردونو و همکاران (۲۰۰۱) نشان می‌دهد که تغییرات محتوای هیدروکسیل، Mn و Fe^{2+} گارنت با تحولات شیمیایی و منطقه‌بندی توده‌های پگماتیتی ارتباط دارد، به‌ویژه با کاهش Fe^{2+} مقدار محتوای هیدروکسیل و Mn از ناحیه دیواره به سمت بخش حدواسط و سپس به سمت بخش مرکزی پگماتیت افزایش می‌یابد که این امر با افزایش مقدار اکتیویته H_2O در هنگام تبلور پگماتیت تطابق دارد (بر اساس آردوندو و همکاران (۲۰۰۱)، OH (هیدروکسیل) در گارنت‌های اسپسارتین - آلماندین که با درصد وزنی H_2O نشان داده می‌شود در حدود یک‌دهم یا بیش‌تر است).

علاوه بر این، مطالعه ترکیب MnO و FeO گارنت پگماتیت‌های خواجه‌مراد نشان‌دهنده تغییرات ترکیب گارنت بر اساس موقعیت آن‌ها در رگه پگماتیتی است. نمونه‌برداری گارنت از بخش حاشیه و بخش حدواسط رگه‌های آپلیت و پگماتیت صورت پذیرفت و ترکیب دانه‌های گارنت در زون حاشیه‌ای (دیواره) و زون حدواسط رگه پگماتیت و آپلیت مقایسه شدند. محتوای OH و تمرکز Mn و Fe^{2+} در گارنت با تحولات شیمیایی زون‌های پگماتیت ارتباط دارد؛ به این صورت که از بخش دیواره به‌سوی بخش‌های مرکزی، مقدار Fe^{2+} کاهش و منگنز و هیدروکسیل افزایش نشان می‌دهند که این پدیده با افزایش مقدار اکتیویته H_2O در هنگام تبلور پگماتیت (فرآیند تبلور از سوی دیواره سرد به سمت بخش‌های مرکزی گرم و

[1] Steli (Evje-Iveland)

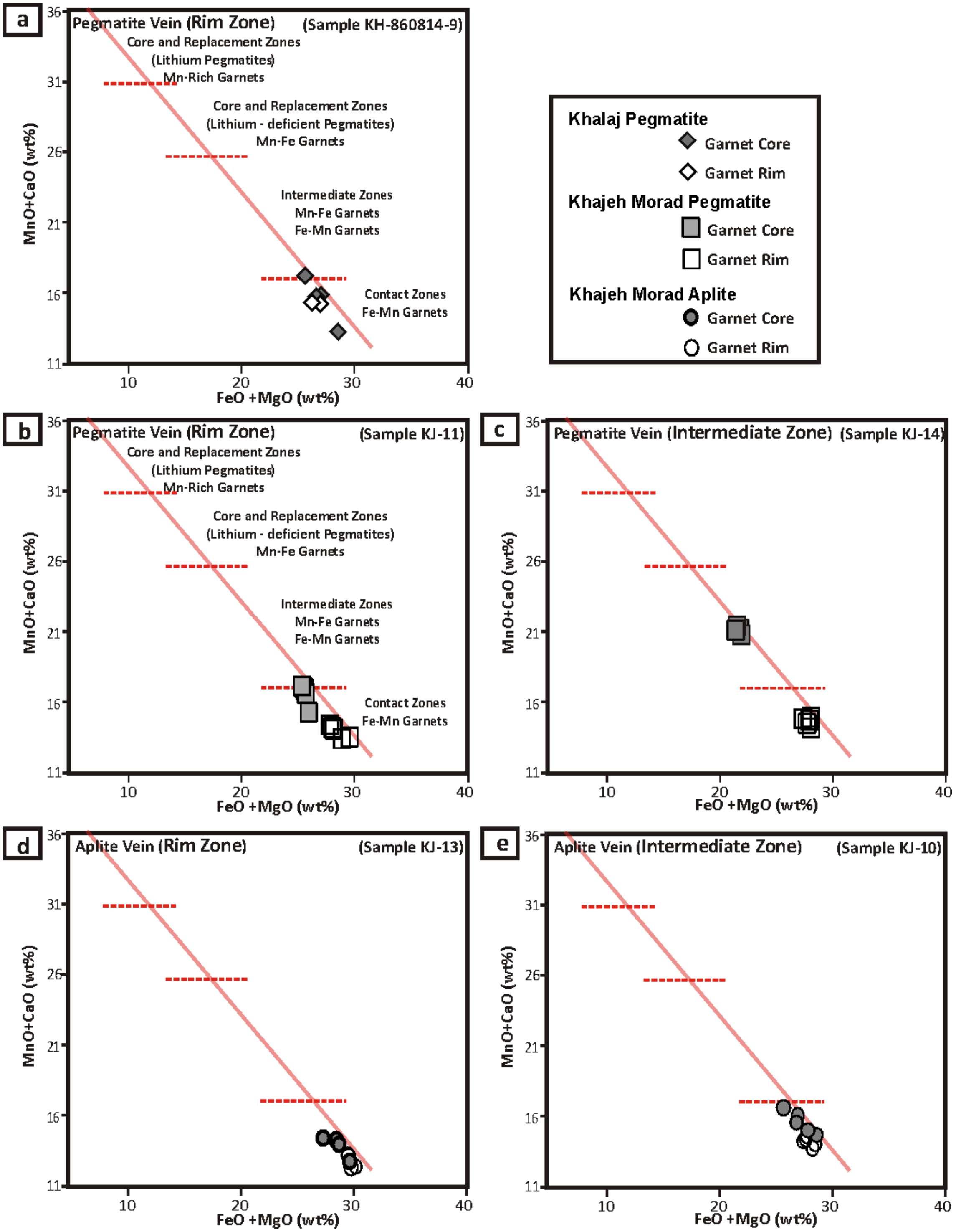
مذاب است) نیز تطابق دارد (آردوندو و همکاران، ۲۰۰۱).

علاوه بر این، ترکیب شیمیایی حاشیه و مرکز دانه‌های گارنت نیز با هم مقایسه شدند. همان‌گونه که در شکل ۶-۲۵ مشاهده می‌شود، ترکیب حاشیه و مرکز گارنت موجود در زون حاشیه‌ای و زون حدواسط رگه‌های آپلیت و پگماتیت با گارنت‌های Fe-Mn دار زون حاشیه‌ای (تماسی) پگماتیت‌های مورد مطالعه بالدوین و فون‌نورینگ (۱۹۸۳) شباهت دارند؛ البته مرکز گارنت‌های زون حدواسط رگه پگماتیت با ترکیب گارنت‌های Fe-Mn دار زون حدواسط مورد مطالعه بالدوین و فون‌نورینگ (۱۹۸۳) شباهت نشان می‌دهد. علاوه بر این، افزایش مقدار FeO و کاهش مقدار MnO از سمت مرکز به حاشیه دانه‌های گارنت و نیز به‌طور هم‌زمان از گارنت‌های سمت زون حدواسط به سمت گارنت‌های زون حاشیه رگه‌ها بیانگر این است که گارنت‌ها در هنگام تبلور به‌تدریج به سمت حاشیه‌های رگه رانده شده‌اند. این امر می‌تواند بیانگر این باشد که با کاهش نسبی دما از سمت زون‌های داخلی‌تر رگه به سمت حاشیه رگه، آهن بیش‌تر تمایل دارد در ساختار بلوری گارنت وارد شود و برعکس تمایل منگنز برای ورود به ساختار گارنت کاهش می‌یابد.

بنابراین، بر این اساس، ترکیب MnO و FeO در گارنت تغییرات منظمی را در هر بلور گارنت (از هسته تا حاشیه) و از نظر فضایی در رگه (از بخش میانی تا دیواره رگه) نشان می‌دهد. زیرا گارنت درون بخش‌های میانی رگه محصول تبلور مذاب‌های با تفریق‌یافتگی حد واسط بوده و در نتیجه دارای منگنز بالاتر و آهن کم‌تری در مقایسه با گارنت بخش‌های دیواره و حاشیه رگه هستند که در طی تبلور مذاب‌های با تفریق‌یافتگی کم به‌وجود آمده‌اند (باید توجه داشت که ترکیب مذاب در بخش‌های حاشیه اولیه‌تر و در بخش‌های مرکزی تفریق یافته‌تر بوده و دیرتر متبلور شده است).

این توزیع فضایی نشان می‌دهد که غنی‌شدگی گارنت‌های درون آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد از منگنز با محتوای منگنز مذاب میزبان ارتباط دارد زیرا مقدار منگنز می‌تواند با افزایش تفریق مذاب افزایش یابد (میلر و استودارد، ۱۹۸۱) و گارنت‌های ماگمایی غنی از اسپسارتین از سرد شدن مذاب‌های تفریق‌یافته غنی از منگنز و طی تفریق ریلی[1] متبلور می‌شوند (مانینگ، ۱۹۸۳؛ بالدوین و ون‌نورینگ، ۱۹۸۳؛ ویت‌ورث، ۱۹۹۲؛ مک‌لئود، ۱۹۹۲؛ تونی و میلر، ۲۰۰۴).

[1] Rayleigh fractionation



شکل ۶-۲۵- رابطه بین ترکیب شیمیایی گارنت و منطقه‌بندی آپلیت و پگماتیت‌های خواجه‌مراد (برگرفته از بالدوین و ونورینگ، ۱۹۸۳). تغییرات شیمیایی هسته و حاشیه گارنت ماگمایی در: (a) بخش حاشیه رگه پگماتیتی خلج؛ (b) بخش حاشیه رگه پگماتیتی خواجه‌مراد؛ (c) بخش میانی رگه پگماتیت خواجه‌مراد؛ (d) بخش حاشیه رگه آپلیت خواجه‌مراد؛ (e) بخش میانی رگه آپلیت خواجه‌مراد.

۶-۳-۲-۲- بررسی خاستگاه گارنت آپلیت و پگماتیت مطابق شیمی عناصر فرعی و منطقه‌بندی

در مقایسه با ترکیب گارنت موجود در سنگ‌های رسوبی که غنی‌شدگی از LREE و تهی‌شدگی از HREE نشان می‌دهند و آنومالی شدیداً مثبت دارند (ژانگ و همکاران، ۲۰۱۱)، همه گارنت‌های موجود در آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد دارای الگوی تهی‌شده از LREE و غنی‌شده از HREE هستند و آنومالی Eu شدیداً منفی نشان می‌دهند که به دلیل پایین بودن فوگاسیته اکسیژن به‌طور نسبی و شرکت Eu در ساختار فلدسپار است.

منطقه‌بندی عناصر کمیاب در گارنت، محصول توزیع ترجیحی عناصر ناسازگارتر در مقایسه با عناصر سازگارتر و عناصر اصلی است که طی تغییرات دما و فشار روی می‌دهد (شوآنت و همکاران، ۱۹۹۶ و منابع آن)؛ اما از آنجایی که منطقه‌بندی عناصر کمیاب توسط پدیده انتشار و دگرسانی دچار تغییری نمی‌شود؛ بنابراین، می‌توان از آن برای بررسی شرایط ذوب استفاده نمود (اسپیر و کوهن، ۱۹۹۶). در آپلیت و پگماتیت منطقه خواجه‌مراد محتوای ΣREE و Y گارنت دارای تطابق نسبتاً خطی است. عناصر نادر خاکی در هسته گارنت ماگمایی آپلیت (نسبت به حاشیه) غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۶-۱۲)، اما در گارنت ماگمایی پگماتیت الگوها اندکی نامنظم هستند (شکل ۶-۱۳).

بر اساس مطالعه عناصر کمیاب و نادر خاکی، ویژگی‌های شیمیایی گارنت درون آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد به‌صورت زیر است:

(۱) الگوی تغییرات عناصر HFS شامل Zr، Nb، Ta، Hf و U مانند عناصر نادر خاکی است اما HFSEها در گارنت درون آپلیت (نسبت به پگماتیت) فراوانی بالاتری دارند؛

(۲) مقدار عناصر Ti، Y و Li گارنت که دارای محتوای بالایی هستند، با رشد گارنت درون آپلیت کاهش یافته (از هسته تا حاشیه گارنت) و در گارنت درون پگماتیت روند نامنظمی را نشان می‌دهند؛

(۳) گارنت درون آپلیت دارای هسته غنی از Y (>1000 ppm) و حاشیه فقیر از Y (<1000 ppm) است؛

(۴) تغییرات محتوای HREE و Mn از مرکز تا حاشیه گارنت درون آپلیت با هم تطابق و رابطه مثبت دارد (شکل ۶-۱۲). جف[1] (۱۹۵۱) و گلر[2] و میلر (۱۹۵۹) معتقد هستند که جانشینی Y به‌جای Mn (به‌صورت $Y^{3+}Al^{3+}$ به‌جای $Mn^{2+}Si^{4+}$) در گارنت‌های منگنزدار (اسپسارتین) به‌دلیل شباهت شعاع یونی آن‌ها است. بر اساس مطالعات مولر و همکاران (۲۰۱۲) مقدار Mn و Y (از هسته تا حاشیه) گارنت درون پگماتیت‌های بسیار تفریق یافته مناطق سولاس[3] و هواسن[4] توأم با رشد گارنت روی داده است و این افزایش مقدار Y را

---

[1] Jaffe

[2] Geller

[3] Solas

[4] Hovasen

به افزایش درجه تفریق مذاب میزبان گارنت (اسمد[1]، ۱۹۹۴)، انباشتگی فاز سیال (وانگ و همکاران، ۲۰۰۳) و نرخ رشد گارنت (که از نرخ انتشار Y بیش‌تر شده باشد) و یا تغییر شیمیایی از ترکیب پرآلومینوس به سمت سیال سیلیس‌دار غنی از سدیم نسبت می‌دهند (مولر و همکاران، ۲۰۱۲). در مقایسه با گارنت آپلیت، گارنت درون پگماتیت خواجه‌مراد دارای منطقه‌بندی نوسانی و نامنظم برای عنصر Y است که از ۲۸۱ تا ۱۷۷۵ ppm تغییر می‌کند (شکل ۶-۱۳).

(۵) تغییرات عناصر کمیاب و نادر خاکی گارنت درون پگماتیت (شکل ۶-۱۳) تا حدودی بیانگر وقوع احتمالاً دو مرحله رشد در این گارنت است، به‌گونه‌ای که در مرحله اول رشد، این گارنت‌ها به گارنت درون آپلیت شباهت دارند اما در مرحله دوم (به‌سمت حاشیه گارنت)، دارای یک افزایش اندک و سپس یک کاهش عناصر هستند.

بر اساس مولر و همکاران (۲۰۱۲) با افزایش تفریق و تغییر ترکیب شیمیایی مذاب‌های پگماتیتی و سیالات آن‌ها میانگین عناصر Y و HREE در گارنت افزایش می‌یابد. به‌طور مشابهی، در گارنت درون آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد نیز مقدار Mn و Y به‌سوی حاشیه روند کاهشی دارند.

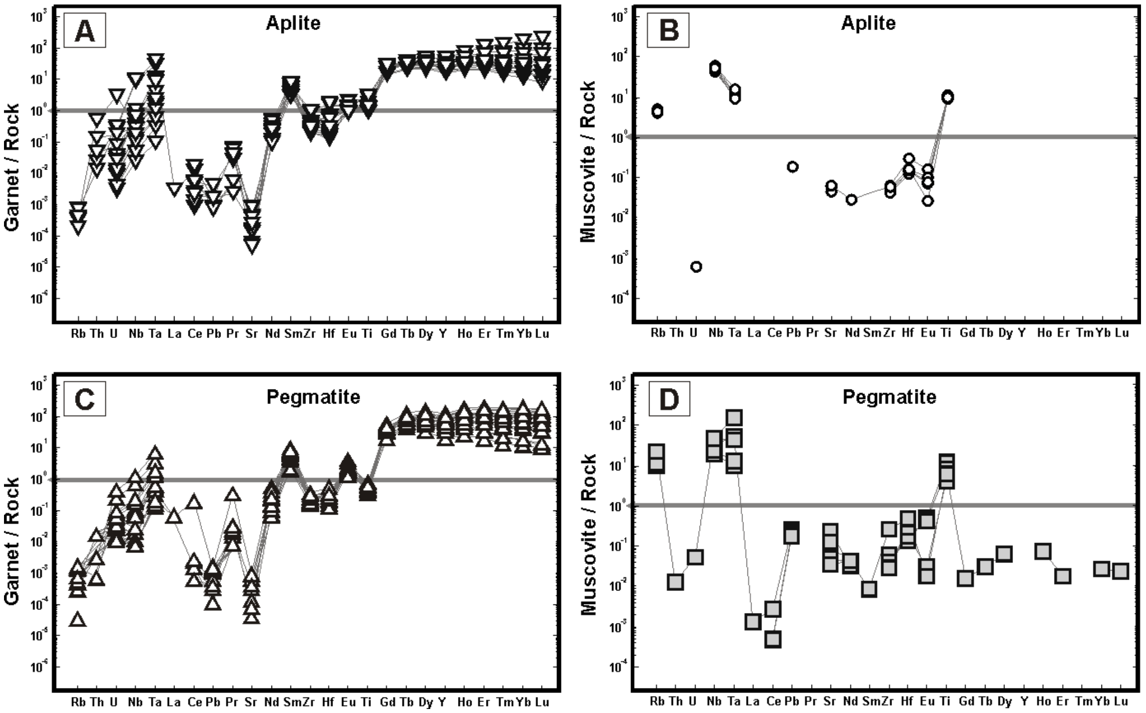
در شکل ۶-۲۶، ترکیب عناصر کمیاب گارنت و مسکوویت با سنگ میزبان آپلیتی یا پگماتیت‌شان مقایسه شده است. بر این اساس، مقدار عناصر HREE، Y، Sm و Ta در گارنت‌ها نسبت به سنگ میزبان دچار غنی‌شدگی شده است. در مقابل عناصر LREE و نیز LILE به‌شدت تهی‌شده‌تر هستند. درباره مسکوویت‌ها نیز مشاهده می‌شود که مقدار HREE و LREE به‌طور یکنواختی تهی‌شده هستند و عناصری مانند Y آن‌قدر تهی‌شده هستند که در زیر حد آشکارسازی قرار داشته‌اند، اما با توجه به مقیاس لگاریتمی فراوانی عناصر، عناصری مانند تیتانیم، Nb، Ta و Rb غنی‌شدگی بالایی دارند.

غنی‌شدگی گارنت از HREE و تهی‌شدگی آن از LREE با تهی‌شدگی عناصر نادر خاکی مسکوویت به‌ویژه HREE در مسکوویت مرتبط بوده و این پدیده را می‌توان به ساختار مولکولی این کانی‌ها و ضریب توزیع عناصر بین آن‌ها مرتبط دانست. زیرا ضریب توزیع عناصر HREE، Sm و Y بین گارنت و مذاب بیش‌تر از مسکوویت و مذاب است، در نتیجه این عناصر به‌طور ترجیحی وارد ساختار گارنت می‌شوند. در مقابل ضریب توزیع عناصر LREE بین گارنت و مذاب کم‌تر از مسکوویت و مذاب است در نتیجه، عناصر LREE به‌طور ترجیحی وارد ساختار مسکوویت می‌شوند. البته علاوه بر مسکوویت کانی‌هایی مانند پتاسیم فلدسپار و بیوتیت نیز عملکردی مشابه مسکوویت دارند. از سوی دیگر مقدار تهی‌شدگی یوروپیم در مسکوویت نسبت به سنگ میزبان بیش‌تر از گارنت نسبت به سنگ میزبان است. این امر نشان‌دهنده تبلور فازهای کلسیم‌دار (مانند فلدسپار و گارنت) در هنگام تبلور مسکوویت‌هاست. تهی‌شدگی بیش‌تر گارنت و

[1] Smeds

مسکوویت در آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد، از نظر عنصر ناسازگار زیرکنیم، نسبت به سنگ میزبـان بیـانگر تبلور فازهای نهایی مانند زیرکن است.

بنابراین، می‌توان با استفاده از مطالعه عناصر کمیاب گارنت درون آپلیت و پگماتیـت خواجـه‌مراد و ردیـابی تعاملات شیمیایی آن با مذاب و سایر کانی‌های ماگمایی به ماهیت ماگمایی این گارنت‌ها پی برد.



شکل ۶-۲۶- مقایسه ترکیب گارنت و مسکوویت با ترکیب سنگ میزبان (آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد).

۶-۳-۲-۳- بررسی خاستگاه گارنت آپلیت و پگماتیت بر اساس داده‌های ایزوتوپی

اکسیژن به‌عنوان یکی از عناصر تشکیل‌دهنده گارنت، یک ابزار بسیار مفید و قدرتمند در فهـم منشـأ گارنـت محسوب می‌شود از این‌رو، کینگ و ولی (۲۰۰۱)، لکی و همکاران (۲۰۰۶، ۲۰۰۸، ۲۰۱۱ و ۲۰۱۲) و هـریس و وگلی (۲۰۱۰) از ایزوتوپ اکسیژن برای بررسـی منشـأ گارنـت در درون توده‌هـای گرانیتوییـدی اسـتفاده کرده‌اند. مقدار $\delta^{18}O$ گارنت ماگمایی درون آپلیت (تقریباً ‰۱۰/۱) و پگماتیت (تقریباً ‰۱۰/۲) خواجه‌مـراد بسیار کم‌تر از گارنت‌های دگرگونی (یعنی از ۱۳/۴ تا تقریباً ‰۱۱/۴ (کـوهن و همکـاران، ۱۹۹۷)، ‰۱۲/۶۲ (گارنت درون شیست خلج) و ۱۲/۹۸ تا ‰۱۲/۷۴ (گارنت درون شیست ده‌نو)) است. با این وجـود، مقـدار $\delta^{18}O$ گارنت ماگمایی درون آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد با ترکیب گارنت ماگمایی در گرانیتویید ده‌نو (‰ ۸/۶۵) و نیز سـایر نقـاط دنیـا ۶/۱۲ تـا ‰۷/۲۷ (هرنگـی و همکـاران، ۲۰۰۱)، ۷/۳ تـا ‰۱۱/۶ (ویلـزوف،

۲۰۰۵)، ۸/۱۴ تا ۸/۸۹‰ (موماو[1]، ۲۰۰۷)، ۱۰ تا ۱۱/۴‰ (هریس و وگلی، ۲۰۱۰)، ۷/۵ تا ۸/۲‰ (لکی و همکاران، ۲۰۱۱) شباهت دارد (شکل ۵-۱۲).

بر اساس معادله $\Delta_{quartz\text{-}almandine} = 2.71*106/T^2$ (ولی و همکاران، ۲۰۰۳)، دمای انسداد برای انتشار اکسیژن بین گارنت و کوارتز درون آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد به‌ترتیب ۶۲۸ و ۶۲۵ درجه سانتی‌گراد بوده است. با توجه به این‌که انتشار اکسیژن بین گارنت و آب از کوارتز و آب کم‌تر است (به‌ویژه در دماهای کم‌تر از ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد) (شکل ۱-۴ در شارپ، ۲۰۰۷)، لذا می‌توان گفت که $\delta^{18}O$ گارنت درون آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد بیش‌تر از کوارتز (که $\delta^{18}O$ بیش‌تری دارد) گویای شرایط مذاب میزبان است و کم‌تر تحت تأثیر آبگون‌های جوی و یا دگرگونی تغییر کرده است.

۶-۴- کاربرد و اهمیت مطالعه شیمی گارنت

همان‌گونه که مطالعه گارنت در سنگ‌های دگرگونی گارنت‌دار می‌توانند راهگشای درک فرآیندهای دگرگونی و تغییرات شرایط دما - فشار باشد، با مطالعه گرانیتوییدهای گارنت‌دار و گارنت ماگمایی درون آن‌ها اطلاعات مفیدی درباره تشکیل مذاب و شرایط دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن و فرآیندهای انتقال آن و حتی خاستگاه مذاب می‌توان به‌دست آورد.

۶-۴-۱- کاربرد شیمی گارنت ماگمایی در بررسی دما - فشار و فوگاسیته اکسیژن ماگمای DTG

افزایش فوگاسیته اکسیژن می‌تواند موجب افزایش شرکت‌پذیری Fe^{3+} به‌جای Al^{3+} در موقعیت اکتاهدرال گارنت شود (شایبنر[2] و همکاران، ۲۰۰۷). بنابراین، افزایش مقدار آندرادیت بیانگر افزایش فوگاسیته و شرایط اکسیداسیون و مقدارهای کم آن بیانگر شرایط احیا در مذاب و محیط تشکیل گارنت است. در منطقه ده‌نو، افزایش آندرادیت از هسته تا حاشیه گارنت‌های ماگمایی و ادخال‌های اپیدوت درون آن‌ها گویای افزایش فوگاسیته اکسیژن مذاب است. ابوت و کلارک (۱۹۷۹)، میلر و استودارد (۱۹۸۱) و ابوت (a۱۹۸۱، b۱۹۸۱) درباره تبلور گارنت در مذاب‌های منیزیم و آلومینیم‌دار به‌خرج بیوتیت را مطالعه کرده‌اند. بر اساس تشکیل گارنت و مجموعه کانی‌های بیوتیت + هورنبلند ← گارنت + بیوتیت + هورنبلند در DTG ده‌نو، مثلث AFM پیشنهادی ابوت (۱۹۸۱) بیانگر دماهای بالاتر از ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد و اکتیویته آب بسیار کم‌تر از ۱ ($a_{H2O}<<1$) است (خط تعادلی z-z' در شکل ۳، ابوت، b۱۹۸۱).

---

[1] Mumaw

[2] Scheibner

بر اساس مطالعه دی و همکاران (۱۹۹۲) بر روی آندزیت‌های گارنت‌دار نیوزیلند، مجموعه کانی‌های گارنت + پلاژیوکلاز + آمفیبول + کوارتز در شرایط دمای ۸۰۰-۸۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱۰ کیلوبار پایدار است.

گرین (۱۹۹۲) نیز وجود مجموعه کانی‌شناسی گارنت + پلاژیوکلاز + بیوتیت در مذاب‌های داسیتی را به وجود ۵ درصد وزنی H_2O و دمای ۸۲۰-۹۲۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۸-۱۳ کیلوبار نسبت داده است.

در مطالعات دیگری (مانند گرین و رینگوود، ۱۹۶۸؛ کلمنز و وال[1]، ۱۹۸۸؛ کنراد و همکاران، ۱۹۸۸؛ اسپیر و چنی[2]، ۱۹۸۹؛ ویلزوف و همکاران، ۱۹۹۴؛ هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱؛ کاواباتا و تاکافوجی، ۲۰۰۵) نشان دادند که گارنت‌هایی با CaO بالا (بالاتر از ۴ درصد وزنی) و منگنز کم (کم‌تر از ۴ درصد وزنی) که به‌همراه پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار و آمفیبول هستند، بیانگر فشارهای بالا (۷ تا ۱۲ کیلوبار) و دماهای بالا (۸۰۰-۹۵۰ درجه سانتی‌گراد) هستند.

از این‌رو، شیمی گارنت‌های ماگمایی DTG ده‌نو (شکل ۶-۱۵) و مجموعه کانی‌شناسی این‌سنگ‌ها (گارنت+پلاژیوکلاز+آمفیبول+بیوتیت+کوارتز) همگی گویای شرایط دمای و فشار بالای مذاب (تا حدود ۸۰۰ -۹۵۰ درجه سانتی‌گراد و ۷-۱۲ کیلوبار) و تشکیل آن در پوسته زیرین هستند. این شرایط دما - فشار با شرایط دما - فشار به‌دست آمده از روش‌های دمافشارسنجی در فصل ۴ تطابق و هم‌پوشانی دارد. مقادیر ایزوتوپی اکسیژن در گارنت که می‌توان از آن برای بررسی دمای انسداد انتشار اکسیژن در گارنت (فصل ۴) و پایان انتشار اکسیژن در گارنت استفاده کرد نشان‌دهنده دماهایی در حدود ۳۹۰ تا ۶۹۰ درجه سانتی‌گراد است.

۶-۴-۲- کاربرد شیمی گارنت ماگمایی در بررسی ماگمای آپلیت - پگماتیت

خاستگاه اغلب پگماتیت‌های گرانیتی، مذاب‌های باقی‌مانده مشتق‌شده از تبلور ماگماهای گرانیتوییدی است (توماس و دیویدسون، ۲۰۱۳)، اما برخی نیز ممکن است حاصل تبلور بخشی طولانی مدت و آناتکسی مستقیم سنگ‌ها باشند (سیمونز و وبر، ۲۰۰۸). در جنوب مشهد، رگه‌های آپلیت - پگماتیت درون باتولیت مونزوگرانیتی نفوذ کرده‌اند که ماهیت پرآلومینوس داشته و از نوع گرانیت‌های نوع S و مرتبط با ذوب آب‌زدایی رسوبات دگرگون ناهمگن منطقه بوده‌اند.

تغییرات عناصر اصلی از بخش هسته تا حاشیه گارنت‌های درون پگماتیت‌های خواجه‌مراد

---

[1] Clemens and Wall

[2] Spear and Cheney

مشـــابه گارنت‌هـــای ماگمـــایی درون پگماتیت‌هـــای REE-Li منطقـــه اســـتلی[1] (جنـــوب نـــروژ) (مـــولر و همکـــاران، ۲۰۱۲) هســـتند کـــه اغلـــب دارای ارتبـــاط بـــا گرانیت‌هـــای نـــوع S بـــوده و خاســـتگاه پوســـته‌ای دارند (کرنی و همکاران، ۲۰۱۲).

همان‌گونه که گفته شد، دانه‌های گارنـت در پگماتیـت خواجـه‌مراد (از نظـر آلمانـدین و اسپسـارتین) دارای محدوده تغییرات وسیع‌تری نسبت به گارنت موجود در آپلیت خواجه‌مراد و پگماتیت خلج هستند:

گارنت در پگماتیت خواجه‌مراد:

$$\Delta almandine_{\text{rim-core}} = 8.0$$
$$\Delta spessartine_{\text{rim-core}} = -8.5$$

گارنت در پگماتیت خلج:

$$\Delta almandine_{\text{rim-core}} = 1.51$$
$$\Delta spessartine_{\text{rim-core}} = -0.83$$

گارنت در آپلیت خواجه‌مراد:

$$\Delta almandine_{\text{rim-core}} = 1.41$$
$$\Delta spessartine_{\text{rim-core}} = -2.74$$

میزان آلماندین بالاتر در پگماتیت‌های خواجه‌مراد می‌تواند گویای شدت تفریق‌یافتگی آن‌ها باشد، زیـرا گارنت‌های غنی از آهن معمولاً در پگماتیت‌های کم‌تر تفریق‌یافته (شامل پگماتیت نوع REE و نـوع HREE آبیسال) تشکیل می‌شوند (مولر و همکاران، ۲۰۱۲). از این رو، می‌توان گفت با توجه به اختلاف کم‌تر مقدار آلماندین و اسپسارتین در هسته و حاشیه گارنت درون آپلیت خواجه‌مراد، مذاب‌های سازنده ایـن گارنت‌هـا کم‌ترین تفریق‌یافتگی را داشته‌اند و پس از آن‌ها شدت تفریق‌یافتگی مذاب پگماتیتی خلج اندکی بیش‌تر بوده است؛ اما مذاب‌های پگماتیتی خواجه‌مراد بسیار تفریق‌یافته‌تر هستند.

مقدار بالاتر CaO و TiO_2 گارنت درون آپلیت (نسبت بـه پگماتیـت) گویـای جـدایش و تبلـور آن از مذاب‌های گرانیتی اولیه‌تری است. در پی تبلور آپلیت‌ها، افزایش مواد فرار که به درون مذاب‌های باقی‌مانـده راه می‌یابد دمای تبلور، سرعت هسته‌سازی، پلیمریزاسـیون مـذاب و ویسـکوزیته را کـاهش داده و موجـب افزایش نرخ انتشار و انحلال شده (سیمونز و وبر، ۲۰۰۸) و در نهایت، مجموعه این عوامل موجـب تشـکیل بلورهای درشت پگماتیت‌ها شده است. علاوه بر منطقه‌بندی عناصـر اصـلی و کمیـاب گارنـت، نسـبت‌های کم‌تر ایزوتوپی اکسیژن در آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد نیز بیانگر خاستگاه ماگمایی گارنت و منشأ گـرفتن آن از مذاب‌های تفریق یافته است.

همچنین، مطالعات آنتیگنانو[2] و منینگ (۲۰۰۸) بر روی مذاب‌های غنی از آب و مذاب‌های آلبیتـی غنـی

---

[1] Steli (Evje-Iveland, southern Norway)

[2] Antignano

از آب نشان دادند که ضریب توزیع تیتانیم بین مذاب - بخار ثابت و در حدود ۹/۵ (۱/۵±) است (در دمای ۷۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱ گیگاپاسکال)، لذا یک فاز بخار غنی از آب می‌تواند مقادیر قابل توجهی از تیتانیم را دچار انحلال کند. بر اساس شکل ۶-۲۶، مقایسه توزیع تیتانیم بین گارنت و سنگ کل نشان می‌دهد که این عنصر در گارنت درون پگماتیت دچار تهی‌شدگی نسبی شده اما در گارنت درون آپلیت تهی‌شدگی زیادی نشان نمی‌دهد (شکل ۶-۲۶). از این رو، فراوانی آبگون‌ها در مذاب پگماتیتی نسبت به آپلیتی را می‌توان عامل ضریب توزیع کم‌تر تیتانیم در پگماتیت نسبت به آپلیت دانست.

۶-۵- خلاصه نتایج مطالعه ماهیت و خاستگاه گارنت

به‌طور خلاصه شواهد سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی که ماهیت زنوکریستی درشت بلورهای گارنت درون توده نفوذی DTG را نفی می‌کنند عبارت‌اند از:

- اندازه بزرگ گارنت DTG (۱۰ تا ۲۰ میلی‌متر) در مقایسه با گارنت‌های دگرگونی سنگ‌های مجاور (۲ میلی‌متر)؛
- نبود زنولیت‌های گارنت‌دار در توده نفوذی DTG و نبود کانی‌های دگرگونی (مانند سیلیمانیت و کردیریت) در بلور گارنت و زمینه سنگ؛
- عدم ارتباط سنگ میزبان با هضم و آناتکسی رسوبات گارنت‌دار منطقه؛
- شیمی متفاوت گارنت DTG با گارنت‌های دگرگونی؛
- مقدار $\delta^{18}O$ گارنت DTG (~8.3 to 8.7‰) که از $\delta^{18}O$ گارنت درون سنگ‌های دگرگونی (~11.6 to 14.‰) بسیار کم‌تر است؛

شواهد سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی که مؤید ماهیت ماگمایی و فنوکریستی درشت‌بلورهای گارنت درون توده نفوذی DTG هستند عبارت‌اند از:

- شکل‌دار تا نیم‌شکل‌دار بودن گارنت و نبود حاشیه واکنشی؛
- ترکیب غنی از آهن با مقدار بالاتر منگنز و منیزیم در حاشیه و مقدار کم‌تر آهن و کلسیم در هسته؛
- شباهت ترکیبی و خاستگاه ماگمایی ادخال‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، اپیدوت و ایلمنیت در گارنت با ترکیب و خاستگاه کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، اپیدوت و ایلمنیت در زمینه سنگ؛
- هماهنگی تغییرات ترکیبی ادخال‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، اپیدوت و ایلمنیت در بخش‌های هسته تا حاشیه بلور گارنت با گارنت میزبان که با تغییرات ترکیبی یک مذاب در حال تبلور و سرد شدن تطابق دارد (مانند کاهش آنورتیت ادخال‌های پلاژیوکلاز و کاهش

منگنـز گارنـت بـه سـمت حاشـیه در اثـر کـاهش دمـای مـذاب، کـاهش مقـدار Al^{vi} ادخال‌هـای آمفیبـول در اثـر کـاهش فشـار، افـزایش مقـدار آهـن سـه‌ظرفیتی و منگنـز در ادخال‌هـای آمفیبـول، اپیدوت و ایلمنیت با افزایش فوگاسیته مذاب)؛

– شـباهت ترکیبـی (شـیمی عناصـر اصـلی، منطقه‌بنـدی عناصـر اصـلی و مقـدار ایزوتـوپی اکسـیژن) با گارنت‌های ماگمایی سایر نقاط جهان؛

– بـا توجـه بـه نبـود انکلاوهـای آنت‌لیـت در ایـن سـنگ‌ها و وجـود ادخال‌هـای فـراوان از جـنس کانی‌هـای زمینـه‌ای درون هسـته تـا حاشـیه گارنت‌هـا، اثبـات مـی‌گـردد کـه گارنت‌هـای ماگمـایی درون DTG ده‌نو آنت‌کریست و حاصل از آنت‌لیت نیستند.

همان‌گونه که مطالعه گارنت در سنگ‌های دگرگونی گارنت‌دار راهگشای درک فرآینـدهای دگرگـونی و تغییرات شرایط دما - فشار است، با مطالعه گرانیتوییدهای گارنت‌دار و گارنت ماگمایی درون آن‌ها اطلاعات مفیدی درباره تشکیل مذاب و شرایط دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن و فرآیندهای انتقال آن و حتی خاسـتگاه مذاب می‌توان به‌دست آورد.

مطالعه گارنت در آپلیت - پگماتیت خواجه‌مراد نشان می‌دهد که تشکیل این گارنت‌های غنی از منگنز، حاصل تبلور گارنت‌های نوظهور در فشارهای کم‌تر از ۵ کیلوبار و مذاب‌های تفریق یافته در مراحـل نهـایی ماگماتیسم است. زیرا شواهد تجربی نشان می‌دهند که پایداری گارنت و محتوای اسپسـارتین آن بـا کـاهش فشار (تا یک کیلوبار) افزایش می‌یابد.

مقدار بالای آنومالی منفی یوروپیم ($Eu/Eu^*<0.1$) در گارنت‌های مورد مطالعه خواجه‌مراد نیـز بیـانگر تبلور این گارنت‌ها از مذاب‌های گرانیتی است. همچنین، مقدار بـالای منگنـز گارنت‌هـا و نبـود گارنـت در سنگ‌های مونزوگرانیتی که میزبان رگه‌های آپلیت و پگماتیتی هستند نشان می‌دهد که این گارنت‌ها فازهـای دیرگداز باقی‌مانده از مذاب‌های آناتکسی یا ذوب یک گرانیتویید گارنت‌دار نیستند.

اگرچه گارنت‌ها از نظر منگنز غنی هستند (برای آپلیت: ~29-37% اسپسارتین؛ بـرای پگماتیـت: ~30-50% اسپسارتین) اما دلایل کاهش عناصر Y، HREE و Mn در آن‌ها عبارت‌اند از:

– کاهش نسبی دما در هنگام تبلور؛

– تغییـرات در ترکیـب Y، HREE و Mn مـذاب باقی‌مانـده بـه‌هنگام تبلـور گارنـت یـا تبلـور کـانی های اثرگذار؛

– افـزایش مـواد فـرار و اکتیویتـه آب در مراحـل نهـایی کـه موجـب انحـلال REE و افـزایش نـرخ انتشار در گارنت شده و نسبت $REE_{garnet/melt}$ را کاهش می‌دهد.

با توجه به این‌کـه در منطقـه خواجـه‌مراد کـانی شاخصـی غیـر از گارنـت در سـنگ‌هـا وجـود نـدارد

که قادر باشد همانند گارنت در مقدار Y، HREE و Mn مذاب تأثیرگذار باشد، لذا کاهش مقادیر Y، HREE و Mn از هسته به‌سوی حاشیه گارنت را می‌توان به کاهش دما و افزایش محتوای مواد فرار و اکتیویته آب در مذاب‌های نهایی نسبت داد.

به‌این‌ترتیب می‌توان نتیجه گرفت گارنت‌های درون پگماتیت خلج و آپلیت - پگماتیت خواجه‌مراد (که به گروه پگماتیت‌های RE-Li خانواده LCT تعلق دارند)، از گارنت ماگمایی درون گرانیتوییدها و گارنت دگرگونی در متاپلیت‌ها و نیز گارنت‌های زنوکریست درون سنگ‌های ماگمایی به لحاظ محتوای بسیار بالای عنصر منگنز (MnO>12 wt%) و مقدار کم کلسیم (CaO<~2 wt%) متمایز است. از نظر عناصر نادر خاکی و نیز عناصر Y، Zr، Nb، Ta، Hf و U نیز هسته گارنت‌های درون آپلیت خواجه‌مراد غنی‌شدگی داشته اما در گارنت درون پگماتیت روندها کمی نامنظم‌تر هستند. مقدار $\delta^{18}O$ گارنت‌های مورد مطالعه با مقدار $\delta^{18}O$ در گارنت‌های ماگمایی گرانیتوییدها قابل مقایسه است.

از این‌رو، می‌توان گفت علاوه بر اهمیت کلیدی مقدار منگنز و کلسیم، مقادیر ایزوتوپی اکسیژن نیز در تعیین ماهیت ماگمایی و غیر ماگمایی گارنت‌ها و تفکیک آن‌ها در واحدهای دگرگونی و ماگمایی، اهمیت بسیاری دارد.

فصل هفتم

نتیجه‌گیری

۷-۱- مطالعات سنگ‌نگاری، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی

نتایج این پژوهش، سنگ‌نگاری و بررسی شیمی کانی‌ها در بخشی از تنوع سنگ‌شناسی گستره منطقه مطالعاتی از خواجه‌مراد تا خلج و ده‌نو، شامل رگه‌های آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد، رگه‌های پگماتیتی خلج، متاپلیت‌های مناطق خلج و ده‌نو و توده نفوذی دیوریت - تونالیت - گرانودیوریتی ده‌نو (DTG) است. مطالعه گارنت راهگشای درک فرآیندهای دگرگونی و تغییرات شرایط دما - فشار است. با مطالعه گرانیتوییدهای گارنت‌دار می‌توان اطلاعات مفیدی درباره تشکیل مذاب و شرایط دما، فشار، فوگاسیته اکسیژن و فرآیندهای انتقال و خاستگاه مذاب به‌دست آورد.

۷-۲- مطالعه ماهیت و خاستگاه گارنت

۷-۲-۱- مطالعه ماهیت گارنت متاپلیت‌ها

گارنت درون متاپلیت‌ها (مناطق خلج و ده‌نو) با گارنت متاپلیت‌های سایر نقاط جهان شباهت

داشــته و دارای ترکیــب آلمانــدین ($alm_{\sim78\text{-}83\%}$, $sps_{\sim8\text{-}15\%}$, $Prp_{\sim5\text{-}8\%}$, $grs_{\sim0.5\text{-}1\%}$)، کــاهش منگنــز از هســـته بـــه ســـمت حاشـــیه بلـــور، $CaO<4wt\%$ و $MnO<12wt\%$ و $\delta^{18}O$ برابـــر ‰12.5-12.9~ است.

۷-۲-۲- مطالعه ماهیت و خاستگاه گارنت آپلیت - پگماتیت

گارنــت درون آپلیــت (منطقــه خواجــه‌مراد) و پگماتیــت (منــاطق خواجــه‌مراد و خلــج) مشــابه هــم و مشــابه گارنت‌هــای ماگمــایی آپلیــت - پگماتیــت ســایر نقــاط جهــان بــوده و محصــول تبلــور از مــذاب آپلیــت - پگمــاتیتی میزبانشــان اســت. ویژگی‌هــای شــیمیایی آن‌هــا عبارت‌انــد از: ترکیــب آلمانــدین ($alm_{\sim41\text{-}64\%}$, $sps_{\sim31\text{-}39\%}$, $Prp_{\sim2\text{-}3\%}$, $grs_{\sim1.5\text{-}2\%}$)، کــاهش منگنــز از هســته بــه ســمت حاشــیه بلــور، $CaO<2wt\%$ و $MnO>12wt\%$ و $\delta^{18}O$ برابــر ‰10.3~ اســت. البتــه از نظــر عناصــر نــادر خــاکی و نیــز عناصــر Y، Zr، Nb، Ta، Hf و U هســته گارنت‌هــای درون آپلیــت خواجــه‌مراد غنی‌شــدگی داشــته؛ امــا در گارنــت درون پگماتیــت رونــدها کمــی نــامنظم‌تر هســتند. نبــود گارنــت در ســنگ‌های مــونزوگرانیتی میزبــان رگــه‌های آپلیــت و پگمــاتیتی نشــان می‌دهــد کــه ایــن گارنت‌هــا فازهــای دیرگــداز باقی‌مانده از مــذاب‌های آناتکســی یــا ذوب یــک گرانیتوییــد گارنــت‌دار نیســتند. تشــکیل ایــن گارنت‌هــای غنــی از منگنــز، حاصــل تبلــور گارنت‌هــای نوظهــور در فشــارهای کم‌تــر از ۵ کیلوبــار و مــذاب‌های تفریــق یافتــه در مراحــل نهــایی ماگماتیســم اســت. از شــواهد دیگــر کــه مؤیــد خاســتگاه ماگمــایی ایــن گارنت‌هــا اســت، افــزایش HREE، Y و Mn از هســته بــه حاشــیه ایــن بلورهــا اســت. علــت ایــن پدیــده مربــوط بــه کــاهش دمــا، تغییــرات در غلظــت Y، HREE و Mn مــذاب باقی‌مانــده (بــه‌هنگام تبلــور بلــور گارنت)، افــزایش مــواد فــرار مــذاب و افــزایش اکتیویتــه آب (کــه موجــب انحــلال REE و افــزایش نــرخ انتشار در گارنت و کاهش نسبت $REE_{garnet/melt}$ شده) در مذاب‌های نهایی است.

اگرچــه گارنت‌هــای درون پگماتیــت خلــج و آپلیــت - پگماتیــت خواجــه‌مراد از نظــر منطقه‌بنــدی Mn و میــزان کلســیم مشــابه گارنــت دگرگــونی در متاپلیت‌هاســت؛ امــا بــه لحــاظ محتــوای بســیار بــالای عنصــر منگنــز ($MnO>12wt\%$) از گارنت‌هــای دگرگــونی مــورد مطالعــه متمــایز بــوده و مقــدار $\delta^{18}O$ آن‌ها نیــز مشــابه گارنت‌های ماگمــایی گرانیتوییــدها اســت. از ایــن‌رو، می‌تــوان گفــت عــلاوه بــر اهمیــت کلیــدی مقــدار منگنــز و کلسـیم، کــاربرد مقــادیر ایزوتــوپی اکســیژن در تعیــین ماهیــت گارنت‌هــا و تفکیک آن‌ها در واحدهای دگرگونی و ماگمایی، اهمیت بسیاری دارد.

۷-۲-۳- مطالعه ماهیت و خاستگاه گارنت DTG

درشت بلورهای گارنت درون توده نفوذی DTG مشابه گارنت‌های ماگمایی گرانیتوییدهای سایر نقاط جهان بوده و محصول تبلور از مذاب گرانیتوییدی میزبان است. ویژگی‌های شیمیایی آن شــامل: ترکیــب آلمانــدین

افزایش منگنز از هسته به سمت حاشیه بلور، ($alm_{\sim59-66}$, $grs_{\sim13-23}$, $prp_{\sim8-21}$, $sps_{\sim3-10}$, $adr_{\sim0-2}$)، CaO>4wt% و MnO<5wt% و $\delta^{18}O$ برابر 8.3-8.7‰~ است. سایر شواهدی که ماهیت زنوکریستی درشت بلورهای گارنت درون توده نفوذی DTG را نفی می‌کنند و مؤید خاستگاه ماگمایی و فنوکریستی این گارنت‌ها و تبلورشان از مذاب گرانیتوییدی DTG است عبارت‌اند از:

- ابعاد گارنت DTG (۱۰ تا ۲۰ میلی‌متر) در مقایسه با گارنت سنگ‌های دگرگونی مجاور (۲ میلی‌متر)؛
- نبود زنولیت‌های دگرگونی گارنت‌دار در توده نفوذی DTG و نبود ادخال کانی‌های دگرگونی (مانند سیلیمانیت و کردیریت) در بلور گارنت و زمینه سنگ؛
- عدم ارتباط سنگ میزبان با هضم و آناتکسی رسوبات گارنت‌دار منطقه؛
- شیمی متفاوت گارنت DTG ده‌نو با گارنت‌های درون سنگ‌های دگرگونی؛
- مقدار $\delta^{18}O$ گارنت DTG ده‌نو (8.3 to 8.7‰~) که از $\delta^{18}O$ گارنت درون سنگ‌های دگرگونی (11.6 to 14.‰~) بسیار کم‌تر است؛
- شکل‌دار تا نیم‌شکل‌دار بودن گارنت و نبود حاشیه واکنشی؛
- ترکیب غنی از آهن با مقدار بالاتر منگنز و منیزیم در حاشیه و مقدار کم‌تر آهن و کلسیم در هسته؛
- شباهت ترکیبی و خاستگاه ماگمایی ادخال‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، اپیدوت و ایلمنیت در گارنت با ترکیب و خاستگاه کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، اپیدوت و ایلمنیت در زمینه سنگ؛
- هماهنگی تغییرات ترکیبی ادخال‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، اپیدوت و ایلمنیت در بخش‌های هسته تا حاشیه بلور گارنت با میزبان که با تغییرات ترکیبی یک مذاب در حال تبلور و سرد شدن آن تطابق دارد (کاهش آنورتیت ادخال‌های پلاژیوکلاز و کاهش منگنز گارنت به سمت حاشیه در اثر کاهش دمای مذاب، کاهش مقدار Al^{vi} ادخال‌های آمفیبول در اثر کاهش فشار، افزایش مقدار آهن سه‌ظرفیتی و منگنز در ادخال‌های آمفیبول، اپیدوت و ایلمنیت با افزایش فوگاسیته مذاب)؛
- شباهت ترکیبی (شیمی عناصر اصلی، منطقه‌بندی عناصر اصلی و مقدار ایزوتوپی اکسیژن) با گارنت‌های ماگمایی سایر مطالعات جهانی؛
- با توجه به نبود انکلاوهای آنت‌لیت در این سنگ‌ها و وجود ادخال‌های فراوان از جنس کانی‌های زمینه‌ای درون هسته تا حاشیه گارنت‌ها، اثبات می‌گردد که گارنت‌های ماگمایی درون DTG ده‌نو آنت‌کریست و حاصل از آنت‌لیت نیستند.

۷-۳- مطالعه شرایط دماپویا

۷-۳-۱- شرایط دماپویای متاپلیت

بررسی کانی‌شناسی، دمافشارسنجی کانی‌ها در واحدهای متاپلیتی مورد مطالعه در مناطق خلج و ده‌نو و مدل‌سازی و رسم نمودار دما - فشار برای شیمی سنگ‌کل شیست خلج، بیانگر رویداد دگرگونی در حد رخساره آمفیبولیت (۴۹۰ تا ۶۰۵ درجه سانتی‌گراد در فشار ۳/۵ تا ۵ کیلوبار در منطقه خلج؛ ۵۹۶ تا ۶۰۷ درجه سانتی‌گراد در فشار ۴/۶ تا ۵/۱ کیلوبار در منطقه ده‌نو) است. نفوذ توده‌ها به درون این متاپلیت‌ها موجب دگرگونی مجاورتی در حد رخساره هورنبلند هورنفلس (۵۰۰ درجه سانتی‌گراد در فشار کم‌تر از ۳ کیلوبار) بوده است.

۷-۳-۲- شرایط دماپویای آپلیت - پگماتیت

میزان دمای مذاب آپلیتی خواجه‌مراد و محتوای آب آن از مذاب پگماتیتی منطقه خواجه‌مراد و خلج کم‌تر بوده است. بررسی دمای انسداد ایزوتوپ اکسیژن در هنگام تبلور هم‌زمان بلورهای گارنت و کوارتز در آپلیت و پگماتیت خواجه مراد (به‌ترتیب ۶۲۴ و ۶۲۸ درجه سانتی‌گراد) و مقایسه آن‌ها با منحنی ذوب آب‌دار گرانیت‌ها نشان می‌دهد که این شرایط دمایی از منحنی پایداری گارنت در این سنگ‌ها بالاتر بوده و در محدوده بین ذوب آب‌دار و خشک گرانیت‌ها در فشارهای نزدیک به ۵ کیلوبار قرار دارد.

۷-۳-۳- شرایط دماپویای DTG

بر اساس کاربرد روش‌های مختلف دماسنجی و فشارسنجی کانی‌ها، مذاب گرانیتوییدی ده‌نو در محدوده دمای ۷۰۰ تا ۸۲۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۶ تا ۷ کیلوبار متبلور شده است. این شرایط دما - فشار از شرایط دما - فشار منحنی پایداری گارنت در این سنگ‌ها بالاتر است. با توجه به ماهیت ماگمایی ادخال‌های درون گارنت، دما و فشار تبلور این کانی‌ها نیز فراتر از درجات دگرگونی ثبت شده در منطقه بوده و در محدوده ذوب مذاب‌های گرانیتی آب‌دار قرار دارد. بررسی ادخال‌های درون گارنت از بخش‌های مرکزی تا حاشیه نشان می‌دهد که مذاب گرانیتوییدی در هنگام تبلور بلور به‌طور نسبی با افت دما، فشار و افزایش فوگاسیته اکسیژن و محتوای آب مواجه بوده است. کاهش دما، فشار و افزایش میزان آب گویای صعود مذاب از اعماق زیاد به سمت اعماق کم‌تر و یا تأثیر آبگون‌های آزاد شده از ورقه فرورونده در محل فرورانش است. همچنین، شرایط دما و فشار میانگین حاکم بر تبلور کانی‌های زمینه سنگ با شرایط تبلور کانی‌ها در بخش‌های میانه تا حاشیه بلور گارنت شباهت زیادی دارد که نشان‌دهنده

تبلور نسبتاً هم‌زمان آن‌ها است.

۴-۷- مطالعات ژئوشیمیایی سنگ‌کل

- بر اساس کانی‌شناسی آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد، این سنگ‌ها به گروه پگماتیت‌های عناصر نادر لیتیم‌دار (RE-Li) و در خانواده پگماتیت‌های LCT تعلق دارند. بر اساس شیمی عناصر اصلی، نادر خاکی و کمیاب سنگ‌کل، خاستگاه مذاب‌های آپلیت - پگماتیت خواجه‌مراد محصول تفریق مذاب‌های مونزوگرانیتی نوع S منطقه در مراحل نهایی تبلور است. در آپلیت‌های خواجه‌مراد، افت سریع محتوای آب یا مواد فرار دیگر در اثر کاهش فشار، موجب افزایش هسته‌زایی نسبت به نرخ رشد بلورها شده و درنتیجه بافت سنگ دانه‌ریزتر شده است؛ اما در مقابل، پگماتیت‌ها آب و یا مواد فرار دیگر را در خود نگه می‌دارند و در نتیجه مانع هسته‌زایی شده و در مقابل رشد هسته‌های بلورین محدود موجود در مذاب را سرعت می‌بخشند که بافت دانه‌درشت‌تری را در پگماتیت‌های خواجه‌مراد به‌وجود آورده‌اند. بنابراین، تشکیل آپلیت‌های دانه‌ریز در کنار پگماتیت‌هایی با ترکیب شیمیایی مشابه نشان‌دهنده این است که هر دو نوع سنگ به‌طور هم‌زمان و در دمای نسبتاً مشابه اما با میزان متفاوت مواد فرار مذاب متبلور شده‌اند.
- بر اساس یافته‌های ایزوتوپی و ترکیب ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی، گرانودیوریت خواجه‌مراد و DTG ده‌نو از نوع سنگ‌های کالک‌آلکالن نوع I هستند که پس از برخورد قاره‌ای و در یک محیط فرورانش تشکیل شده و مذاب آن‌ها به‌ترتیب با ذوب پوسته فرورونده و ذوب گوشته مرتبط است. گرانیتوییدهای جوان‌تر مونزوگرانیتی در منطقه خلج - خواجه‌مراد محصول ذوب‌بخشی رسوبات متاپلیتی و آب‌دار منطقه در مراحل هم‌زمان تا پس از برخورد هستند که آپلیت - پگماتیت درون آن‌ها محصولات نهایی تفریق این مذاب‌های پوسته‌ای تشخیص داده شدند.
- بررسی ترکیب عناصر نادر خاکی و کمیاب سنگ‌کل متاپلیت‌های خلج و ده‌نو گویای شباهت بسیار زیاد آن‌ها با ترکیب پوسته بالایی است. سنگ مولد رسوبات اولیه آن‌ها مشابه سنگ‌های آذرین از نوع حد واسط تا اسیدی بوده و تشکیل این رسوبات در منطقه خلج و ده‌نو را می‌توان به‌ترتیب به حاشیه فعال قاره و محدوده جزایر قوسی نسبت داد.
- بر اساس شواهد صحرایی و نتایج سن‌سنجی موجود می‌توان گفت فرآیند بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس از سمت غرب (منطقه ده‌نو) آغاز شده و به سمت شرق (مناطق خلج، خواجه مراد و قشلاق) ادامه یافته است. به‌این‌ترتیب فرآیندهای دگرگونی نیز به‌تدریج در همین

امتداد شدت یافته و از سمت غرب (دهنو) به سمت شرق (خلج) توسعه یافته است. ماهیت متفاوت شیمیایی گرانیتوییدهای خلج (نوع S) و دهنو (نوع I) نشان می‌دهد که عمق مذاب مونزوگرانیتی در منطقه خلج کم‌تر بوده (پوسته بالایی) و در منطقه دهنو مذاب‌ها از اعماق بیش‌تری (پوسته زیرین) منشأ گرفته‌اند. در اثر برخورد دو قاره و به هنگام فرورانش پالئوتتیس به زیر ورقه توران، در اثر ذوب رسوبات ورقه فرورونده در منطقه دهنو، مذاب‌های DTG تشکیل شده‌اند و در محدوده جنوب شرقی این زون درزشدگی، ذوب ورقه فرورونده و ذوب در گوه گوشته‌ای موجب تشکیل مذاب‌های GD شده است. پس از آن تکتونیک فشاری و پویای منطقه موجب ذوب سنگ‌های آب‌دار پوسته‌ای و شکل‌گیری توده‌های نفوذی نوع S در محل فرورانش شده است. در این هنگام و در طی فازهای پست‌تکتونیک، آپلیت و پگماتیت نوع LCT خواجه‌مراد به‌همراه مونزوگرانیت‌های نوع S منطقه تشکیل شده‌اند.

منابع

۱. ابراهیمی، خ. (۱۳۷۷): گرانیت مشهد و نگرشی بر پتانسیل اقتصادی آن. دومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.

۲. اسماعیلی، د.، کنعانیان، ع.، ولی‌زاده، م. و. (۱۳۷۴): پلی‌متامورفیسم در اطراف گرانیتوییدهای جنوب مشهد. دومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.

۳. اعلمی‌نیا، ز. (۱۳۸۶): پترولوژی سنگ‌های دگرگونی خلج (جنوب‌غرب مشهد) با نگرشی بر کاربرد سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) در بررسی پتانسیل معدنی آن. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.

۴. اعلمی‌نیا، ز.، رضوی، م. ح. (۱۳۸۶): تفکیک واحدهای سنگی گارنت شیست، استارولیت شیست و کلریتویید شیست منطقه خلج (جنوب‌غرب مشهد) به کمک تصاویر ماهواره‌ای. اولین کنگره زمین‌شناسی کاربردی ایران.

۵. افتخار نژاد، ج.، (۱۳۵۹): تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی. نشریه انجمن نفت، ۸۲: ۱۹-۲۸.

۶. آقانباتی، ع. (۱۳۶۵): نقشه زمین‌شناسی چهارگوش مشهد، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

۷. آقانباتی، ع. (۱۳۸۳): زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.

۸. امینی، ص.، کریمی‌مقدم، ا. (۱۳۷۶): بررسی پترولوژیکی بقایای پالئوتتیس در مناطق جنوب، غرب تا شمال‌غرب مشهد. مجموعه مقالات اولین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.

۹. امینی، ص.، کریمی‌مقدم، ا. (۱۳۷۸): بحثی در ارتباط با دگرگونی و منطقه‌بندی‌های مربوط به اطراف مشهد. سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.

۱۰. امینی، ص.، کریمی‌مقدم، ا. (۱۳۸۱): دگرگونی کف اقیانوس افیولیت‌های مشهد. ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.

۱۱. بهاری‌فر، ع.ا.، هاتفی، ر.، مظاهری، ا.، معین‌وزیری، ح. (۱۳۸۴): دگرشکلی و ارتباط آن با تبلور کانی‌های دگرگونی در منطقه ده‌نو (مشهد - خراسان). نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.

۱۲. پورلطیفی، ا. (۱۳۸۰): نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه طرقبه. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

۱۳. خواجه‌بیدختی، ح. (۱۳۸۸): پژوهش‌هایی پیرامون سنگ‌های قیمتی و نیمه قیمتی در ایران و جهان.

سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
۱۴. داورپناه، ف. (۱۳۷۶): پترولوژی سنگ‌های دگرگونی منطقه خلج و توده نفوذی اطراف آن. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.
۱۵. درویش‌زاده، ع. (۱۳۷۰): زمین‌شناسی ایران. انتشارات ندا، ۹۰۱ صفحه.
۱۶. دیدار، پ. (۱۳۸۲): بررسی پترولوژیکی گرانیتوییدهای جنوب و جنوب‌غرب مشهد. بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین.
۱۷. رحیمی، ب.، علی‌زاده، ح. (۱۳۹۰): تکامل ساختاری، گرمایی و مکانیکی گسل‌های راستالغز در توده تونالیتی ده‌نو، غرب مشهد، شمال شرقی ایران. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۱۹(۴): ۶۴۹-۶۶۴.
۱۸. شهرابی، م. (۱۳۷۸): ویژگی‌های ژئودینامیکی شمال‌خراسان با نگرشی ویژه بر کوه‌های بینالود و کپه‌داغ در چهارگوش مشهد. هجدهمین گردهمایی علوم زمین.
۱۹. شیردشت‌زاده، ن.، صمدی ر. (۱۳۸۹): آشنایی با روش‌های زمین‌دماسنجی و زمین‌فشارسنجی. اصفهان، ۹۹ صفحه.
۲۰. صمدی، ر. (۱۳۸۸): پتروگرافی و مینرال‌شیمی شیست‌های منطقه ده‌نو (شمال‌غرب مشهد). اولین همایش ملی معدن و علوم وابسته، دانشگاه آزاد اسلامی طبس.
۲۱. صمدی، ر.، (۱۳۸۷): بررسی منشأ مگاکریست‌های گارنت موجود در تونالیت ده‌نو (شمال‌غرب مشهد). پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تهران، ۱۷۹ صفحه.
۲۲. صمدی، ر.، زمانی، ر.، شیردشت‌زاده، ن.، کاواباتا، ه. (۱۳۸۸): زمین‌دماسنج تیتانیم موجود در بیوتیت: گارنت شیست‌های منطقه ده‌نو. کنفرانس ملی دستاوردهای نوین علوم زمین، دانشگاه آزاد اسلامی بهبهان.
۲۳. صمدی، ر.، شیردشت‌زاده، ن. (۱۳۸۹): زمین‌فشارسنجی گارنت شیست‌های منطقه ده‌نو با استفاده از روش GBMAQ. چهارمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام‌نور.
۲۴. صمدی، ر.، شیردشت‌زاده، ن. (۱۳۸۹): گارنت (مفاهیم کانی‌شناسی، خاستگاه و دمافشارسنجی)، مشهد، ۱۰۶ صفحه.
۲۵. صمدی، ر.، شیردشت‌زاده، ن.، شیعیان، ک. (۱۳۸۸): بررسی شرایط دمایی حاکم بر تشکیل شیست‌های منطقه ده‌نو (شمال‌غرب مشهد): کاربرد روش زمین‌دماسنجی گارنت - مسکوویت. اولین همایش ملی معدن و علوم وابسته، دانشگاه آزاد اسلامی طبس.
۲۶. صمدی، ر.، شیردشت‌زاده، ن.، میرنژاد، ح. (۱۳۸۸): مطالعه پتروژنز توده تونالیتی ده‌نو. سومین همایش

تخصصی زمین‌شناسی دانشگاه پیام‌نور.

۲۷. صمدی، ر.، شیردشت‌زاده، ن.، ولی‌زاده، م. و.، میرنژاد، ح. (۱۳۸۷): بررسی پتانسیل کانه‌زایی در توده اسکارن ده‌نو بر اساس ترکیب گارنت (شمال‌غرب مشهد). همایش ملی محیط‌زیست و زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی اسلامشهر.

۲۸. صمدی، ر.، شیردشت‌زاده، ن.، ولی‌زاده، م. و.، میرنژاد، ح. (۱۳۸۸): کاربرد ترکیب بیوتیت در مطالعه منشأ و شرایط ترمودینامیکی تونالیت‌های منطقه ده‌نو. بیست و هفتمین گردهمایی علوم زمین و سیزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.

۲۹. صمدی، ر.، میرنژاد، ح. (۱۳۸۹): شیمی و منشأ تورمالین موجود در هورنفلس ده‌نو (شمال‌غرب مشهد). چهارمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام‌نور.

۳۰. صمدی، ر.، میرنژاد، ح.، بهاری‌فر، ع. ا.، شیخ ذکریایی، س. ج. (۱۳۹۳): سنگ‌شناسی و دمافشارسنجی میکاشیست‌های شمال‌غرب خلج، مجموعه دگرگونی کوه معجونی (جنوب مشهد)، فصلنامه علوم زمین.

۳۱. صمدی، ر.، میرنژاد، ح.، شیردشت‌زاده، ن.، کاواباتا، ه. (۱۳۹۱): کاربرد شیمی گارنت در مطالعات ترمودینامیکی تونالیت ده‌نو (شمال‌غرب مشهد). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۲۰(۲): صفحه ۲۵۳-۲۶۴.

۳۲. صمدی، ر.، ولی‌زاده، م. و.، میرنژاد، ح.، بهاری‌فر، ع. ا.، شیخ ذکریایی، س. ج. (۱۳۹۱): بررسی تأثیر انتشار عناصر Fe، Mn، Mg و Ca بر رشد گارنت (منطقه ده‌نو، شمال‌غرب مشهد، ایران). فصلنامه علوم زمین.

۳۳. صمدی، ر.، ولی‌زاده، م.و.، میرنژاد، ح.، کاواباتا، ه. (۱۳۹۱): زمین‌دماسنجی و زمین‌فشارسنجی سنگ‌های دگرگونی منطقه ده‌نو (شمال‌غرب مشهد). فصل‌نامه علوم زمین، ۲۱(۸۴): ۳-۱۴.

۳۴. صمدی، ر.، ولی‌زاده، و.، میرنژاد، ح. (۱۳۸۷): مطالعه شیمی مگاکریست‌های گارنت در توده اسکارنی ده‌نو (شمال‌غرب مشهد). شانزدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران.

۳۵. صمدی، ر.، ولی‌زاده، و.، میرنژاد، ح.، صحرارو، ن. (۱۳۸۸): دماسنجی گارنت - بیوتیت و گارنت - مسکوویت مجموعه دگرگونی ده‌نو (شمال‌غرب مشهد). هفدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران.

۳۶. صمدی، ر.، ولی‌زاده، و.، میرنژاد، ح.، کاواباتا، ه. (۱۳۸۷): ترموبارومتری گارنت - بیوتیت و آمفیبول توده تونالیتی ده‌نو (شمال‌غرب مشهد). دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.

۳۷. صمدی، ر.، ولی‌زاده، و.، میرنژاد، ح.، کاواباتا، ه. (۱۳۸۷): مینرال شیمی و پتروگرافی تونالیت‌های ده‌نو

(شمال غرب مشهد). دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.

۳۸. طاهری، ج.، قائمی، ف. (۱۳۷۳): نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه مشهد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

۳۹. عباسی، (۱۳۷۷): مطالعه پترولوژیکی هاله دگرگونی مجاورتی توده‌های گرانیتوییدی جنوب و جنوب‌شرق مشهد، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تهران.

۴۰. کریم پور، م.ح.، و همکاران (۱۳۸۸): سن‌سنجی، ژئوشیمی رادیو ایزوتوپ‌ها و منشأ مونزوگرانیت پالئوتتیس سنگ‌بست مشهد، ایران.

۴۱. کریم پور، م.ح.، فارمر، ل.ج.، استرن، چ. (۱۳۹۰): ژئوشیمی رادیو ایزوتوپ‌ها Rb-Sr و Sm-N، سن‌سنجی زیرکن U-Pb و تعیین منشأ لوکوگرانیت‌های خواجه‌مراد، مشهد، ایران. فصلنامه علوم زمین، ۲۰(۸۰): ۱۷۱-۱۸۲.

۴۲. کریمی‌مقدم، ا. (۱۳۷۶): پترولوژی سنگ‌های بازیک و اولترابازیک جنوب، غرب تا شمال‌غرب مشهد. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه خوارزمی، ۱۴۳ صفحه.

۴۳. معاف‌پوریان، غ.، نیمروزی، ع. (۱۳۸۴): بررسی آثار دگرگونی وابسته به استقرار توده گرانیتی مشهد. بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین.

۴۴. میرنژاد، ح. (۱۳۷۰): پترولوژی گرانیت‌ها و پگماتیت‌های جنوب مشهد. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تهران، ۲۵۰ صفحه.

۴۵. نبوی، م. ح. (۱۳۵۵): دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ صفحه.

۴۶. هاتفی و همکاران (۱۳۸۵): ماهیت و نقش سیال‌های دگرگونی در تشکیل سنگ‌های دگرگونی ده‌نو (مشهد).

۴۷. هاتفی، ر. (۱۳۸۲): مطالعه سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و توده‌های نفوذی منطقه ده‌نو (شمال‌غرب مشهد). پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه خوارزمی، ۱۱۲ صفحه.

۴۸. هاتفی، ر.، بهاری‌فر، ع. (۱۳۸۱): تغییرات ناگهانی پاراژنز در سیستم‌های کلریتوییددار یا استارولیت‌دار ناحیه ده‌نو (مشهد). ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.

۴۹. همام، م.، و رحیمی (۱۳۸۹): توالی مجموعه کانی‌شناختی هاله دگرگونی گرانیت مشهد. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۱۸: ۱۲۵-۱۳۴.

۵۰. همام، م.، قائمی، ف. (۱۳۸۷): سازوکار تشکیل فیبرولیت در هاله دگرگونی گرانیت مشهد. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۱۶(۱): ۱۵۹-۱۶۸.

۵۱. ولی‌پور، م. و. (۱۳۸۱): پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های مافیک و اولترامافیک مشهد. رساله دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات تهران.

۵۲. ولی‌پور، م. و. (۱۳۸۵): مقایسه تیپ افیولیت مشهد با تیپ HOT و تعیین موقعیت آن. زمین‌شناسی کاربردی، ۲: ۱۴-۲۴.

۵۳. ولی‌پور، م. و.، وثوقی عابدینی، م. و. (۱۳۸۱): بررسی مسائل تکتونوماگمایی بازالت‌های مشهد. ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.

۵۴. ولی‌زاده، م. و.، میرنژاد، ح. (۱۳۷۱): بررسی ژئوشیمیایی پتاسیم و برخی از عناصر کمیاب در فلدسپات‌های پتاسیک و مسکوویت‌های پگماتیت‌های جنوب مشهد. فصلنامه علوم زمین، ۳: ۲۸-۳۵.

۵۵. ولی‌زاده، م.، کریم‌پور، م.ح. (۱۳۷۴): منشأ و موقعیت تکتونیکی گرانیت‌های جنوب مشهد. مجله علوم دانشگاه تهران، ۲۱: ۷۱-۸۲.

References

1. Abbott, R.N.Jr, 1981a. The Role of Manganese in the Paragenesis of Magmatic Garnet: An Example from the Old Woman-Piute Range, California: A Discussion. Journal of Geology, 89(6): 767-769.
2. Abbott, R.N.Jr, 1981b. AFM liquidus projection for granitic magmas, with special reference to hornblende biotite and garnet. The Canadian Mineralogist, 19: 103-110.
3. Abbott, R.N.Jr, 1985. Muscovite bearing granites in the AFM liquidus projection. The Canadian Mineralogist, 23: 553-561.
4. Abbott, R.N.Jr., Clarke, D.B., 1979. Hypothetical liquidus relationships in the subsystem $A1_2O_3$-FeO-MgO projected from quartz, alkali feldspar, and plagioclase for $a(H_2O)<1$. The Canadian Mineralogist, 17: 549-560.
5. Ahn, K.S., Nakamura, Y., 2000. The natural reaction muscovite + chloritoid = andalusite + biotite + quartz + H_2O and a new petrogenetic grid. Geosciences Journal, 4:25-39.
6. Alavi, M., 1979. The Virani ophiolite complex and surrounding rocks. Geologische Rundschau, 68(1): 334-341.
7. Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of America Bulletin, 103(8): 983-992.
8. Alavi, M., 1992. Thrust tectonics of the Binaloud region, NE Iran. Tectonics, 11(2): 360-370.
9. Alavi, M., Majidi, B., 1972. Petrology and geology of metamorphic and intrusive rocks of the Mashhad area. Geological Survey of Iran, 30 p.
10. Alberti, A., Moazez-Lesco, Z., 1974. Plutonic and metamorphic rocks of the Mashhad area (Khorasan, North-Eastern Iran). Bollettino della Società Geologica Italiana, 93: 1157-1196.
11. Alberti, A., Nicoletti, M., Petrucciani, C., 1973. K/Ar ages of micas of Mashhad granites (Khorasan, North-Eastern Iran). Periodico di Mineralogia, 42: 483-493.
12. Allan, B.D., Clarke, D.B., 1981. Occurrence and origin of garnets in the south mountain batholith, Nova Scotia. The Canadian Mineralogist, 19: 19-24.
13. Almeida, M.E., Macambira, M.J.B., 2007. Geology and petrography of Paleoproterozoic granitoid rocks from Uatumã-Anauá Domain, Central region of Guyana Shield, southeastern Roraima, Brazil. Revista Brasileira de Geociências, 37(1): 237-256.
14. Anderson, D., Buckley, G., 1973. Zoning in garnets-diffusion models. Contributions to Mineralogy and Petrology, 40: 87-104.
15. Anderson, J.L., 1996. Status of thermobarometry in granitic batholith. Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences, 87: 125-138.
16. Anderson, J.L., 1997. Regional tilt of the Mount Stuart batholith, Washington, determined using aluminum-in-hornblende barometry: Implications for northward translation of Baja British Columbia: Discussion and Reply. Geological Society of America Bulletin, 108: 471-488.
17. Anderson, J.L., Barth, A.P., Wooden, J.L., Mazdab, F., 2008. Thermometers and thermobarometers in Granitic Systems. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 69: 121-142.
18. Anderson, J.L., Smith, D.R., 1995. The effect of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. American Mineralogist, 80: 549-559.

19. Antignano, A., Manning, C.E., 2008. Rutile solubility in H_20, H_20-$Si0_2$, and H_20-$NaAlSi_30_8$ fluids at 0.7-2.0 GPa and 700-1000 °C: Implications for mobility of nominally insoluble elements. Chemical Geology, 255(1-2): 283-293.
20. Armbrusterl, T., Bonazzi, P., Akasaka, M., Bermance, V., Chopin, C., Giere, R., Soraya, H.A., Liebscher, A., Menchetti, S., Pan, Y., Pasero, M., 2006. Recommended nomenclature of epidote-group minerals. European Journal of Mineralogy, 18: 551-567.
21. Arredondo, E.H., Rossman, G.R., Lumpkin, G.R., 2001. Hydrogen in spessartine-almandine garnets as a tracer of granitic pegmatite evolution. American Mineralogist, 86: 485-490.
22. Augustithis, S.S., 1973. Atlas of the textural patterns of granites, gneisses and associated rock types. Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam, London, New York, 378 p.
23. Aydar, E., Gourgaud, A., 2002. Garnet-bearing basalts: An example from Mt. Hasan, Central Anatolia, Turkey. Mineralogy and Petrology, 75: 185-201.
24. Bach, P., Smith, I.E.M., Malpas, J.G., 2012. The origin of garnets in andesitic rocks from the Northland arc, New Zealand, and their implication for sub-arc processes. Journal of Petrology, 53: 1169-1195.
25. Bagheri, S., Stampfli, G.M., 2008. The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complex in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications. Tectonophysics, 451: 123-155.
26. Baldwin, J.R., Von Knorring, O., 1983. Compositional range of Mn-garnet in zoned granitic pegmatites. The Canadian Mineralogist, 21: 683-688.
27. Barbarin, B.A., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origin and their geodynamic environments. Lithos, 46: 605-626.
28. Barker, F., 1979. Trondhjemites, Dacites and related rockes. Elsevier, Amsterdam, 1-12.
29. Barth, T.F.W., 1956. Studies in gneiss and granite, Skrift. Norske Vidensk.-Akad, Oslo, 1: 263-274.
30. Barth, T.F.W., 1969. Feldspars. John Wiley and sons, New York, 261 p.
31. Batchelor, R.A., Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. Chemical Geologoy, 48: 43-55.
32. Baxter, E.F., Caddick, M.J., 2013. Garnet growth as a proxy for progressive subduction zone dehydration. Geology, 41: 643-646.
33. Berberian, M., King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, 18: 210-265.
34. Best, M.G., 2003. Igneous and metamorphic petrology. 2nd Edition, 758 p.
35. Bhatia, M.R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. Journal of Geology, 92: 181-193.
36. Bhatia, M.R., Crook, K.A.W., 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting of sedimentary basins. Contributions to Mineralogy and Petrology, 92: 181-193.
37. Bhattacharya, A., Mohanty, L., Maji, A., Sen,S.K., Raith, M., 1992. Non-ideal mixing in the phlogopite annite binary: constriants from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 111: 87-93.
38. Bina, M.M., Bucur, I., Prevot, M., Meyerfeld, Y., Daly, L., Cantagrel, J.M., Mergoil, J., 1986. Palaeomagnetism, petrology and geochronology of Tertiary magmatic and sedimentary units from Iran. Tectonophysics, 121: 303-329.

39. Blackburn, W.H., 1969. Zoned and unzoned garnets from the Greenville Gneisses around Gananoque Ontario. The Canadian Mineralogist, 9: 691- 698.
40. Blundy, J.D., Holland, T.J.B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 104: 208-224.
41. Bohlen, S.R., Lindsley, D.H., 1987. Thermometry and barometry of igneous and metamorphic rocks. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 15: 397-420.
42. Bonnard, E.G., 1944. Contribution a la connaissance geologique du Nord-Est de l'Iran (Environs de Meched). Eclogae Geologicae Helvetiae, 37: 331-354.
43. Bons, P.D., Urai, J.L., 1992. Syndeformational grain growth: microstructures and kinetics. Journal of Structural Geology, 14: 1101-9.
44. Boulin, J., 1988. Hercynian and Eocimerian events in Afghanistan and adjoining regions. Tectonophys, 148: 253-278.
45. Boulin, J., Bouyx, E., 1977. Introduction a la geologie de I'Hindu Kush occidental. Mem, h. Ser. Soc. Geol. Franse, 8: 87-105.
46. Bowden, P., Batchelor, R.A., Chappell, B.W., Didier, J., Lameyre, S., 1984. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 35: 1-11.
47. Bozorgnia, F., 1973. Paleozoic foraminiferal biostratigraphy of Central and East Alborz mountain, Iran. National Iranian Oil Company, Tehran, 185 p.
48. Boztuğ, D., Arehart, G.B. 2007. Oxygen and sulfur isotope geochemistry revealing a significant crustal signature in the genesis of the post-collisional granitoids in central Anatolia, Turkey. Journal of Asian Earth Sciences, 30: 403-416.
49. Boztuğ, D., Arehart, G.B., Platevoet, B., Harlavan, Y., Bonin, B., 2007. High-K calc-alkaline I-type granitoids from the composite Yozgat batholith generated in a postcollisional setting following continent-oceanic island arc collision in central Anatolia, Turkey. Mineralogy and Petrology, 91: 191-223.
50. Brousse, R., Bizouard, H., Salat, J., 1972. Grenats des andésites et des rhyolites de Slovaquie, origine des grenats dans les séries andésitiques. Contributions to Mineralogy and Petrology, 35: 201-213.
51. Brown, G.C., Thorpe, R.S., Webb, P.C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. Journal of the Geological Society of London, 141: 413-26.
52. Bucher, K., Frey, M., 2002. Petrogenesis of metamorphic rocks. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 7th edition, 341 p.
53. Bucher, K., Grapes, R., 2011. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 428 p.
54. Buddington, A.F., 1959. Granite emplacement with special referance to North America. Geological Society of America Bulletin, 70: 671-747.
55. Caddick, M.J., Kohn, M.J., 2013. Garnet: Witness to the evolution of Destructive Plate Boundaries. Elements, 9 (6): 427-432.
56. Carlson, W., Schwareze, E., 1997. Petrological significance of prograde homogenization of growth zoning in garnet: An example from the Liano Uplift. Journal of Metamorphic Geology,15: 631-639.
57. Cawthorn, R.G., Brown, P.A., 1976. A model for the formation and crystallization of corundum-normative calcalkaline magmas through amphibole fractionation. Journal of Geology, 84: 467-476.
58. Cerný, P., 1991. Rare-element granitic pegmatites. Part I: Anatomy and internal

evolution of pegmatite deposits. Part 2: Regional to global environments and petrogenesis. Geoscience Canada, 18: 49-81.
59. Cerný, P., Ercit, T.S., 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. The Canadian Mineralogist, 43: 2005-2026
60. Cerný, P., London, D., Novák, M., 2012. Granitic Pegmatites as Reflections of Their Sources. Elements, 8: 289-294.
61. Cesare, B., Gomez-Pugnaire, M.T., Sanchez-Navas, A., Groberty, B., 2002. Andalusite-sillimanite replacement (Mazarron, SE Spain): A microstructural and TEM study. American Mineralogist, 87: 433-444.
62. Chakraborty, S., Ganguly, J., 1992. Cation diffusion in aluminosilicate garnets: Experimental determination in spessartine-almandine diffusion couples, evaluation of effective binary diffusion coefficients, and applications. Contributions to Mineralogy and Petrology, 111: 74-86.
63. Chamberlain, C.P., Lyons, J.B., 1983. Pressure temperature and metamorphic zonation studies of pelitic schists in the Merrimack synclinorium, south central New Hampshire. American Mineralogist, 68: 530-540.
64. Chappell, B.W., 1999. Aluminum saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. Lithos, 46: 535-551.
65. Chappell, B.W., Bryant, C.J., Wyborn, D., 2012. Peraluminous I-type granites. Lithos, 153: 142-153.
66. Chappell, B.W., Bryant, C.J., Wyborn, D., White, A.J.R., Williams, I.S., 1998. High- and low-temperature I-type granites. Resource Geology, 48: 225-236.
67. Chappell, B.W., White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geology, 8: 173-174.
68. Chappell, B.W., White, A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences, 83: 1-26.
69. Chappell, B.W., White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types, 25 years later. Australian Journal of Earth Sciences, 48: 489-499.
70. Clark, G.C., Davies, R.G., Hamzepour, B., Jones, C.R., 1975. Explanatory text of the Bandar-e-Pahlavi quadrangle map, 1:250,000. Geological Survey of Iran, D3, 198 p
71. Clarke, D.B., 1992. Granitoid rocks. Chapman and Hall, London, 466 p.
72. Clarke, D.B., Rottura, A., 1994. Garnet forming and garnet eliminating reactions in quartz diorite intrusion at Capo Vaticano, Calabria, Southern Italy. The Canadian Mineralogist, 32: 623-635.
73. Clechenko, C.C., Valley, J.W., 2003. Oscillatory zoning in garnet from the Willsboro Wollastonite Skarn, Adirondack Mts, New York, a record of shallow hydrothermal processes preserved in a granulite facies terrane. Journal of metamorphic Geology, 21: 771-784.
74. Clemens, J.D., Wall, J., 1988. Controls on the mineralogy of S-type volcanic and plutonic rocks. Lithos, 21: 53-66.
75. Cobbing, J., 2000. The geology and mapping of granite batholiths. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 141 p.
76. Conrad, W.K., Nicholls, L.A., Wall, J., 1988. Water-saturated and unsaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kb: evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand and other occurrence. Journal of Petrology, 29: 765-803.
77. Copjakova, R., Sulovsky, P., Paterson, B.A., 2005. Major and trace elements in pyrope-almandine garnets as sediment provenance indicators of the Lower Carboniferous

Culm sediments, Drahany Uplands, Bohemian Massif. Lithos, 82: 51-70
78. Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks. George, Allen and Unwin, London, 450 p.
79. Cox, R., Barnes, S.J., 2005. LA-ICP-MS analysis of garnet: Trace-element characterization and single-mineral thermometry applied to diamond exploration. IVEX Rapport Final Sousprojet SC17.
80. Dahlquist, J.A., Galindo, C., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Alasino, P.H., 2007. Magmatic evolution of the Peñón Rosado granite: Petrogenesis of garnet-bearing granitoids. Lithos, 95: 177-207.
81. Dasgupta, S., Sengupta, P., Guha, D., Fukuoka, M., 1991. A refined garnet-biotite Fe-Mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 109:130-137.
82. Davidson, A., Van Breemen, O., 1988. Baddeleyite-zircon relationships in coronitic metagabbro, Grenville province, Ontario: implications for geochronology. Contributions to Mineralogy and Petrology, 100: 291-299.
83. Davodzadeh, M., Aghanabati, A., Shahrabi, B., 1975. An orogenic phase of Mid-Jurassic age in Northeast Iran, (Binalud Mountain Ranges). Geological Survey of Iran, 150 p.
84. Dawes, R.L., Evans, B.W., 1991. Mineralogy and geothermobarometry of magmatic epidote-bearing dikes, Front Range, Colorado. Geological Society of America Bulletin, 103: 1017-1031.
85. Day, R.A., Green, T.H., Smith, I.E.M., 1992. The Origin and Significence of garnet phenocrysts and garnet-bearing xenoliths in Miocene calc-alkaline volcanics from Northland, New Zealand. Journal of Petrology, 33: 125-161.
86. De Bethune, P., Laduron, D., Bocquet, J., 1975. Diffusion process in resorbed garnets. Contributions to Mineralogy and Petrology, 50: 1975-2004.
87. De La Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P., Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analysis its relationships and current nomenclature. Chemical Geology, 29: 183-210.
88. Debon, F., Le Fort, P., 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences, 73: 135 -149.
89. Deer, W.A, Howie, R.A., Zussman, J., 1997. Rock-Forming Minerals. Volume 2B. Double-Chain Silicates. Geological Society, London, 2nd edition, 764 p.
90. Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1982. Rock-Forming Minerals, Volume IA, Orthosilicates. Longman, New York, 919 p.
91. Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. An introduction to the rock-forming minerals. 2nd Edition, Longmans, London.
92. Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithospher. Nature, 347: 662- 665.
93. Dickin, A.P., 2005. Radiogenic Isotope Geology. 2nd Edition, Cambridge University Press, 493 p.
94. Dickinson, W.R., 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. Journal of Sedimentary Petrology, 40: 695-707.
95. Dobbe, R.T.M., 1992. Zoned manganiferous garnets of magmatic origin from the Southern Uplands of Scotland. Mineralogical Magazine, 56: 115-116.
96. Donohue, C.L., Essene, E.J., 2000. An oxygen barometer with the assemblage garnet-epidote. Earth and Planetary Science Letters, 181(3): 459-472.

97. Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. Mineralogical Magazine, 51: 431-435.
98. du Bray, E.A., 1988. Garnet compositions and their use as indicators of peraluminous granitoid petrogenesis-southeastern Arabian Shield. Contributions to Mineralogy and Petrology, 100: 205-212.
99. Eftekharnezhad, J., Behrouzi, A., 1991. Geodynamic significance of recent discoveries of ophiolites and late Paleozoic rocks in NE Iran (including Kope Dagh). Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 89-100.
100. Ellis, D.J., Thompson, A.B., 1986. Subsolidus and partial melting reactions in the quartz-excess $CaO+MgO+Al_2O_3+SiO_2+H_2O$ system under water-excess and water-deficient conditions to 10 kb: some implications for the origin of peraluminous melts from mafic rocks. Journal of Petrology, 27: 91-121.
101. Ernst, W.G., Liu, J., 1998. Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic Amphibole in MORB - A semi quantitative thermobarometer. American Mineralogist, 83: 952-969.
102. Essene, E.J., 1989. The current status of thermobarometry in metamorphic rocks. In: Daly, J.S., Cliff, R.A., Yardley, B.W.D. (Eds.), Evolution of metamorphic belts. Geological Society of Spain, 43: 1-44.
103. Evans, B.W., Vance, J.A., 1987. Epidote phenocrysts in dacitic dikes, Boulder country. Contributions to Mineralogy and Petrology, 96: 178-185.
104. Farquhar, J., Chacko, T., Ellis, D.J., 1996. Preservation of oxygen isotope compositions in granulites from Northwestern Canada and Enderby Land, Antarctica: implications for high-temperature isotopic thermometry. Contributions to Mineralogy and Petrology, 125: 213-224.
105. Feenstra, A., 1996. An EMP and TEM-AEM Study of Margarite, Muscovite and Paragonite in Polymetamorphic Metabauxites of Naxos (Cyclades, Greece) and the Implications of Fine-scale Mica Interlayering and Multiple Mica Generations. Journal of Petrology, 37(2): 201-233.
106. Ferreira, V.P., Valley, J.W., Sial, A.N., Spicuzza, M., 2003. Oxygen isotope compositions and magmatic epidote from two contrasting metaluminous granitoids, NE Brazil. Contributions to Mineralogy and Petrology, 145: 205-216.
107. Ferry, J.M., Spear, F.S., 1978. Experimantal calibration of partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. Contributions to Mineralogy and Petrology, 66: 113-117.
108. Fitton J. G., 1972. The Genetic Significance of Almandine-Pyrope Phenocrysts in the Calc-Alkaline Borrowdale Volcanic Group, Northern England. Contributions to Mineralogy and Petrology. 36: 231-248.
109. Fleischer, M. H., 1937. The relation between chemical composition and physical properties in the garnet group. American Mineralogist, 22: 751-759.
110. Flinn, D., Key, R.M., Khoo, T.T., 1996. The chloritoid schists of Shetland and their thermal metamorphism. Scottish Journal of Geology, 32: 67-82.
111. Floyd, P.A., Leveridge, B.E., 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. Journal of Geological Society of London, 144: 531-542.
112. Floyd, P.A., Winchester, J.A., Park, R.G., 1989. Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the early Proterozoic Lock Marie Group of Gairlock, Scottland. Precambrian Research, 45: 203-214.
113. Ford, W.E., 1915. A study of the relations existing between the chemical, optical and

other physical properties of the members of the garnet group. American Journal of Sciences, 40: 33-49.
114. Foster, C.T., 1991. The role of biotite as a catalyst in reaction mechanisms that form sillimanite. The Canadian Mineralogist, 29: 943-963.
115. Fourie, D.S., Harris, C., 2011. O-isotope Study of the Bushveld Complex Granites and Granophyres: Constraints on Source Composition, and Assimilation. Journal of Petrology, l 52: 2221-2242.
116. Frey, M., Wieland, B., 1975. Chloritoid in autochthon-parautochthonen Sedimenten des Aar- massivs. Schweiz Mineral Petrogr. Mitt. 55: 407-418.
117. Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, S.R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. Journal of Petrology, 42: 2033-2048.
118. Frost, J., 1962. Metamorphic grade and iron-magnesium distribution between co-existing garnet-biotite and garnet-hornblende. Geological Magazine, 99: 427-438.
119. Fursich, F.T., Wilmsen, I.M., Seyed-Emami, K., Majidifard, M.R., 2009. Lithostratigraphy of the Upper Triassic-Middle Jurassic Shemshak Group of Northern Iran. Geological Society of London, Special Publications, 312: 129-160.
120. Gabriele, P., Ballevre, M., Jaillard, E., Hernandez, J., 2003. Garnet-chloritoid-kyanite metapelites from the Raspas Complex (SW Ecuador): a key eclogite-facies assemblage. European Journal of Mineralogy, 15: 977-989.
121. Gadas, P., Novák M., Talla D., Galiová M.V, 2013. Compositional evolution of grossular garnet from leucotonalitic pegmatite at Ruda and Moravou, Czech Republic; a complex EMPA, LA-ICP-MS, IR and CL study. Mineralogy and Petrology, 107: 311-326.
122. Ganguly, J., Saxena, S.K., 1984. Mixing properties of aluminosilicate garnets: Constraints from natural and experimental data, and applications to geothermo-barometry. American Mineralogist, 69, 88-97.
123. Garcia, D., Fonteilles, M., Moutte, J., 1994. Sedimentary fractionations between Al, Ti, and Zr and the genesis of strongly peraluminous granites. Journal of Geology, 102: 411-322.
124. Geiger, C.A., 2013. Garnet: A Key Phase in Nature, the Laboratory, and Technology. Elements, 9(6): 447-452.
125. Geller, S., Miller, C.E., 1959. Silicate garnet-yttrium-iron garnet solid solutions. American Mineralogist, 44: 1115-1120.
126. Gessmann, C.K., Spiering, B., Raith, M., 1997. Experimental study of the Fe-Mg exchange between garnet and biotite: constraints on the mixing behavior and analysis of the cation-exchange mechanisms. American Mineralogist, 82: 1225-1240.
127. Ghazi, M., Hassanipak, A.A., Tucker, P.J., Mobasher, K., 2001. Geochemistry and 40Ar-39Ar ages of the Mashhad Ophiolite, NE Iran. Eos, Transactions American Geophysical Union, 82(47).
128. Gilbert, M.C., Helz, R.T., Popp, R.K., Spear, F.S., 1982. Experimental studies of amphibole stability. In: D.R. Veblen, P.H., Ribbe (Eds.), Amphiboles: petrology and experimental phase relations. Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, Washington, D.C. 9B: 229-353.
129. Gill, R., 2010. Igneous Rocks and Processes. John Wiley and Sons, Ltd., Publication, 472 p.
130. Ginsburg, A.I., Timofeyev, I.N., Feldman, L.G., 1979. Principles of geology of the granitic pegmatites. Nedra, Moscow, USSR, (in Russian), 296 p.
131. Glen, R.A., 1979. Evidence for cyclic reactions between andalusite, sericite and

sillimanite, mount Franks area, Willyama complex, N.S.W. Tectonophysics, 58(1-2): 97-112.
132. Grambling, J.A., Williams, M.L., 1985. The effect of Fe^{3+} and Mn^{3+} on aluminum silicate phase relations in north-central New Mexico, U.S.A. Journal of Petrology, 26: 324-354.
133. Grant, J.A., Weiblen, P.W., 1971. Retrograde zoning in garnet near the second sillimanite isograd. American Journal of Science, 270: 281-296.
134. Green, T.H., 1977. Garnet in Silicic liquids and its possible use as a P-T indicator. Contributions to Mineralogy and Petrology, 65: 59-67.
135. Green, T.H., 1992. Experimental phase equilibrium studies of garnet-bearing I-type volcanics and high-level intrusives from Northland, New Zealand. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 83: 429-438.
136. Green, T.H., Ringwood, A.E., 1968. Origin of Garnet Phenocrysts in Calc-Alkaline Rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology, 18: 163-174.
137. Grew, E.S., Locock, A.J., Mills, S.J., Galuskina, I.O., Galuskin E.V., Hålenius, U., 2013. Nomenclature of the garnet supergroup. American Mineralogist, 98: 785-811.
138. Griesbach, C.L., 1886. Afghan and Persian field notes. Records of the Geological Survey of India, 19: 48-65.
139. Griesbach, C.L., 1887. Field notes, No.5: To accompany a geological sketch map of Afghanistan and North-Eastern Khorasan. Records of the Geological Survey of India, 20: 93-103.
140. Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A., Korotev, RL., 1984. The “North American shale composite”: It’s compilation, major and trace element characteristics: Geochimica et Cosmochimica Acta, 48: 2469-2482.
141. Guilbert, J.M., Park, C.F., 1986. The geology of ore deposits. W.H. Freeman and Company, New York, 489-507.
142. Hale, S.C., 2007. Garnet of the South Mountain Batholith, Nova Scotia. B.Sc. thesis, Smith College, Massachusetts, US, 75 p.
143. Hall A., 1965. The origin of garnet in the Donegal granites. Mineralogical Magazine, 35: 628-633.
144. Hamblin, W.K., Christiansen, E.H., 2004. Earth's dynamic systems. Prentice Hall, Pearson Education, 759 p.
145. Hamer, R.D., Moyes, A.B., 1982. Composition and origin of garnet from the Antarctic Peninsula Volcanic Group of Trinity Peninsula. Journal of the Geological Society, 139: 713-720.
146. Hammarstrom, J.M., Zen, E., 1986. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. American Mineralogist, 71: 1297-1313.
147. Harangi, S.Z., Downes, H., Ko´sa, L., Szabo, C.S., Thirlwall, M.F., Mason, P.R.D., 2001. Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the Northern Pannonian Basin (Eastern-Central Europe): geochemistry, petrogenesis and geodynamic implications. Journal of Petrology, 42: 1813-1843.
148. Harker, A., 1909. The natural history of igneous rocks. Methuen and Co., London, 384 p.
149. Harris, C., Ashwal, L.D., 2002. The origin of low $\delta^{18}O$ granites and related rocks from the Seychelles. Contributions to Mineralogy and Petrology, 143: 366-376.
150. Harris, C., Faure, K., Diamond, R.E., Scheepers, R., 1997. Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of S and I-type granitoids: the Cape Granite suite, South Africa. Chemical Geology, 143: 95-114.

151. Harris, C., Vogeli, J., 2010. Oxygen isotope composition of garnet in the Peninsula Granite, Cape Granite Suite, South Africa: constraints on melting and emplacement mechanisms. South African Journal of Geology, 113(4): 401-412.
152. Harrison, T.N., 1988. Magmatic garnets in the Cairngorm granite, Scotland. Mineralogical Magazine, 52: 659-667.
153. Hastie, A.R., Keer, A.C., Pearce, J.A., Mitchell, S.F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination. Journal of Petrology, 48(12): 2341-2357.
154. Hawkesworth, C.J., Blake, S., Evans, P., Hughes, R., Macdonald, R., Thomas, L.E., Turner, S.P., Zellmer, G., 2000. Time scales of crystal fractionation on magma chambers-integrating physical, isotopic and geochemical perspectives. Journal of Petrology, 41: 991-1006.
155. Hawthorne, F.C., 1981. Crystal chemistry of the amphiboles. In: D.R Veblen (Ed.), Amphiboles and other hydrous pyriboles-mineralogy. Review in Mineralogy, Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 9A: 1-102.
156. Hawthorne, F.C., 2002. The use of end-member charge-arrangements in defining new mineral species and heterovalent substitutions in complex minerals. The Canadian Mineralogist, 40: 699-710.
157. Hawthorne, F.C., Henry, D.J., 1999. Classification of the minerals of the tourmaline group. European Journal of Mineralogy, 11: 201-215.
158. Hawthorne, F.C., Oberti, R., Della Ventura, G., Mottana, A., 2007. Amphiboles: crystal chemistry, occurrence, and health issues. Mineralogical Society of America, 545 p.
159. Haynes, J., Reynolds, P.H., 1980. Early development of Tethys and Jurassic ophiolite displacement. Geological Survey of Iran, Yu152. 334 p.
160. Heimann, A., Spry, P.G., Teale, G.S., Conor, C.H.H., Pearson, N.J., 2011. The composition of garnet in garnet-rich rocks in the southern Proterozoic Curnamona Province, Australia: an indicator of the premetamorphic physicochemical conditions of formation. Mineralogy and Petrology, 101: 49-74.
161. Helz, R.T., 1973. Phase relations of basalts in their melting ranges at PH_2O=5 kb as a function of oxygen fugacity, Part I, Mafic phases. Journal of Petrology, 14: 249-302.
162. Hemingway, B.S., Robie, R.A, Evans, H T, Kerrick, D.M., 1991. Heat capacities and entropies of sillimanite, fibrolite, andalusite, kyanite, and quartz and the Al_2SiO_2 phase diagram. American Mineralogist, 76:1597-1613.
163. Henry, D.J., Guidotti, C.V., 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. American Mineralogist, 70: 1-15.
164. Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. Journal of Sedimentary Petrology, 58: 820-829.
165. Hey, M.H., 1954. A new review of the chlorites. Mineralogical Magazine, 30: 227.
166. Higgins, S.R., 1998. Origin of anorthosite by textural coarsening: Quantitative measurements of a natural sequence of textural development. Journal of Petrology, 39: 1307-23.
167. Hodges, K.V., Spear, F.S., 1982. Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire, American Mineralogist, 67(11/12): 1118-1134.
168. Hogan, J.P., 1996. Insights from igneous reaction space: a holistic approach to granite crystallization. Earth and Environmental Science Transactions, 87: 147-157.
169. Holdaway, M.J., 1971. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram.

American Journal of Science, 271, 97-131.
170. Holdaway, M.J., 2000. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer. American Mineralogist, 85: 881-892.
171. Holdaway, M.J., 2001. Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet-biotite geothermometer. American Mineralogist, 86: 1117-1129.
172. Holdaway, M.J., Lee, S.M., 1977. Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. Contributions to Mineralogy and Petrology, 63: 175-193.
173. Holdaway, M.J., Mukhopadhyay, B., 1993. Are-evaluation of the stability relations of andalusite: thermochemical data and phase diagram for the alumino silicates. American Mineralogist, 78: 298-315.
174. Holland, T.J.B., Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. Contributions to Mineralogy and Petrology, 116: 433-447.
175. Holland, T.J.B., Powell, R., 2003. Activity-composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. Contributions to Mineralogy and Petrology, 145: 492-501.
176. Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H., Sisson, B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. American Mineralogist, 72: 231-239.
177. Holzer, H., Momenzadeh, M., 1969. Report on reconnaissance of granite magmas in the Mashhad area. Unpulished report. Geological Survey of Iran.
178. Homam, S.M., 2006. The Occurrence and origin of atoll garnet in hornblende schists From the contact aureole of the Mashhad granite, NE Iran. Iranian Journal of Science and Technology, Transaction A. 30(A1).
179. Horton, B.K., Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Axen, G.J., Gillis, R.J., Guest, B., Amini, A.H., Fakhari, M., Zamanzadeh, S.M., Grove, M., 2008. Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: Implications for chronostratigraphy and collisional tectonics. Tectonophysics, 451: 97-122.
180. Hoschek, G., 1969. The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology, 22: 208-232.
181. Houtum-Schnider, A., 1884. The turquoise mine of Nishabour. Records of the Geological Survey of India, 17: 132-142.
182. Houtum-Schnider, A., 1886. Die gegend zwischen Sabzwar and Mesched in Persien. Journal of Geology, 36: 303-314.
183. Hughes, C.J., 1973. Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum. Geological Magazine, 109: 513-527.
184. Huntington, H.D., 1979. Kiglapait mineralogy I: apatite, biotite, and volatiles. Journal of Petrology, 20: 625-652.
185. Hyndman, D.W., 1981. Controls on source and depth of emplacement of granitic magma. Geology, 9: 244-249.
186. Hyndman, D.W., 1985. Petrology of Igneous and metamorphic rocks (second edition). Mc Graw Hill. New York, 786 p.
187. Iranmanesh, J., Sethna, S.F., 1998. Petrography and geochemistry of the Mesozoic granite at Mashhad, Khorasan Province, northeastern part of Iran. Journal of the Geological Society of India, 52(1): 87-94.

188. Irvine, T.N., Baragar, W.R.I., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8: 523-548.
189. Irving, A.J., Frey F.A., 1978. Distribution of trace-elements between garnet megacrysts and host volcanic liquids of Kimberlite to Rhyolitic composition. Geochimica et Cosmochimica Acta, 42:771-787.
190. Ishihara, S., 1977. The magnetite-series and ilmenite-series. Mineralogical Geology, 27: 293-305.
191. Jacobson, C.E., 1989. Estimation of Fe^{3+} microprobe analyses: observations on calcic amphibole and chlorite. Journal of Metamorphic Geology, 7: 507-513.
192. Jaffe, H.W., 1951. The role of yttrium and other minor elements in the garnet group. American Mineralogist, 36: 133-155.
193. Jahns, R.H., Tuttle, O.F., 1962. Layered pegmatite-aplite intrusions. American Mineralogist, 47: 94.
194. Jarchovski, T., Momenzadeh, M., Tadayon, A., Ziegler, V., 1973. Mineral reconnaissance in Mashhad Quadrangle. Geological Survey of Iran, 192 p.
195. Joesten, R., 1986. The role of magmatic reaction, diffusion and annealing in the evolution of coronitic microstructure in troctolitic gabbro from Risor, Norway. Mineralogical Magazine, 50: 441-467.
196. Johnson M.C., Rutherford M.J., 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. Geology, 17(9): 837-841.
197. Jung, S., Mezger, K., Hoernes, S., 2001. Trace element and isotopic (Sr, Nd, Pb, O) arguments for a mid-crustal origin of Pan-African garnet-bearing S-type granites from the Damara orogen (Namibia). Precambrian Research, 110: 325-355.
198. Kano, H., 1983. On the origin of garnets in the Setouchi andesites. Scientific and Technical Report of Mining College, Akita University, 4: 41-46 (in Japanese).
199. Karimpour, M.H., Farmer, L., Ashouri, C., Saadat, S., 2006. Major, Trace and REE geochemistry of Paleo-Tethys Collision-Related Granitoids from Mashhad, Iran. Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran, 17(2): 127-145.
200. Karimpour, M.H., Stern, C.R., Farmer, L., 2010. Zircon U-Pb geochronology, Sr-Nd isotope analyses, and petrogenetic study of the Dehnow quartz diorite and Kuhsangi granodiorite (Paleo-Tethys), NE Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 37: 384-393.
201. Karimzadeh Somarin, A., 2003. Garnet composition as an indicator of Cu mineralization: evidence from skarn deposits of NW Iran. Journal of Geochemical Explorations, 81: 47-57.
202. Karsli, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydin, F., Chen, B., Kandemir, R., Wijbrans, J., 2010. Relative contributions of crust and mantle to generation of Campanian high-K calc-alkaline I-type granitoids in a subduction setting, with special reference to the Harşit Pluton, Eastern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology, 160(4): 467-487.
203. Kawabata, H., Takafuji, N., 2005. Origin of garnet crystals in calcalkaline volcanic rocks from the Setouchi volcanic belt, Japan. Mineralogical Magazine, 69: 951-971.
204. Keay, S., Collins, W.J., McCulloch, M.T., 1997. A three component Sr-Nd isotopic mixing model for granitoid genesis, Lachlan fold belt, eastern Australia. Geology, 25: 307-10.
205. Kebede, H., Subudhi, P.K., Rosenow, D.T., Nguyen, H.T., 2001. Quantitative trait loci influencing drought tolerance in grain sorghum (Sorghum bicolor L. Moench). Theor. Appl. Genet., 103: 266-276.
206. Kerrick, D.M., Speer, J.A., 1988. The role of minor element solid solution on the

andalusite-sillimanite equilibrium in metapelites and peraluminous granitoids. American Journal of Science, 288: 152-192.
207. Kerrick, D.M., 1987. Fibrolite in contact aureoles of Donegal, Ireland. American Mineralogist, 72(3-4): 240-254.
208. Kerrick, D.M., 1990. The Al_2SiO_5 polymorphs. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, 22: 406.
209. Khalili, H., 1977a. Columbite from Mashad Pegmatites, a first record in Iran. Mineralogical Magazine, 41: 132-133.
210. Khalili, H., 1977b. Mineralogical and geochemical investigation of some Pegmatites from the Mashad Area, Northeastern Iran. Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen, 24: 151-160.
211. King, E.M., Valley, J.W., 2001. The source, magmatic contamination, and alteration of the Idaho Batholith. Contributions to Mineralogy and Petrology, 142: 72-88.
212. Koepke, J., Falkenberg, G., Rickers, K., Diedrich, O., 2003. Trace element diffusion and element partitioning between garnet and andesite melt using synchrotron X-ray fluorescence microanalysis (μ-SRXR). European Journal of Mineralogy, 15(1): 883-892.
213. Kohn, M.J., Spear, F.S., 1993. Phase equilibria of margarite-bearing schists and chloritoid+hornblence rocks from western New Hampshire, U.S.A. Journal of Petrology, 34: 631-651.
214. Kohn, M.J., Spear, F.S., Valley, J.W., 1997. Dehydration melting and fluid recycling during metamorphism: Rangeley Formation, New Hampshire, USA. Journal of Petrology, 38: 1255-1277.
215. Konrad-Schmolke, M., Handy, M.R., Babist, J., O'Brien, P.J., 2005. Thermodynamic modeling of diffusion-controlled garnet growth. Contributions to Mineralogy and Petrology, 16: 181-195.
216. Kontak, D.J., Corey, M., 1988. Metasomatic origin of spessartine-rich garnet in the south Mountain batholiths, Nova Scotia. The Canadian Mineralogist, 26: 318-334.
217. Kontak, D.J., Kyser, T.K., 2009. Nature and origin of an LCT-suite pegmatite with late-stage sodium enrichment, Brazil Lake, Yarmouth County, Nova Scotia. II. Implications of stable isotopes ($\delta^{18}O$, δD) for magma source, internal crystallization and nature of sodium metasomatism. The Canadian Mineralogist, 47: 745-764.
218. Kornprobst, J., 2002. Metamorphic rocks and their geodynamic significance. Kluwer, Dordrecht.
219. Korolyuk, V.N., Lepezin, G.G., 2008. Analysis of experimental data on the diffusion coefficients of Fe, Mn, Mg, and Ca in garnets. Russian Geology and Geophysics, 49: 557-569.
220. Kretz, R., 1959. Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of southwestern Quebec, with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals. Journal of Geology, 67: 371-403.
221. Kretz, R., 1994. Metamorphic crystallization. John Wiley and Sons Ltd., 507 p.
222. Krogh Ravna, E., 2000. Distribution of Fe^{2+}-Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet-hornblende Fe-Mg geothermometer. Lithos, 53: 265-277.
223. Kuno, H., 1968. Differentiation of basalt magmas. In: Hess, H.H., Poldervaart, A.A. (Eds.), Basalts: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition. 2. New York, Interscience, 623-688.
224. Lackey, J.S., Erdmann, S., Hark, J.S., Nowak, R.M., Murray, K.E., Clarke, D.B.,

Valley, J.W., 2011. Tracing garnet origins in granitoid rocks by oxygen isotope analysis: Examples from the South Mountain batholith, Nova Scotia. The Canadian Mineralogist, 49: 417-739.
225. Lackey, J.S., Romero, G.A., Bouvier, A.S., Valley, J.W., 2012. Dynamic Growth of Garnet in Granitic Magmas. Geology, 40: 171-174.
226. Lackey, J.S., Valley, J.W., Chen, J.H., Stockli, D.F., 2008. Dynamic Magma Systems, Crustal Recycling, and Alteration in the Central Sierra Nevada Batholith: the Oxygen Isotope Record. Journal of Petrology, 49(7): 1397-1426.
227. Lackey, J.S., Valley, J.W., Hinke, H.J., 2006. Deciphering the source and contamination history of peraluminous magmas using $\delta^{18}O$ of accessory minerals: examples from garnet-bearing plutons of the Sierra Nevada batholiths. Contributions to Mineralogy and Petrology, 151: 20-44.
228. Lameyre, J., 1966. Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français. Annales de la Faculté des ciences de l'Université de Clermont, 264 p.
229. Lammerer, B., Langheinrch, G., Manutchehr-Danai, M., 1983. The tectonic evolution of Binalud mountains (NE Iran). Geodynamic project (Geotraverse) in Iran. Geological Survey of Iran, 51: 519.
230. Lammerer, B., Langheinrich, G., Manutchehr-Danai, M.M., 1984. Geological Investigation in the Binalud Mountain (NE Iran). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 168(2/3): 269-277.
231. Larson, T.E., Sharp, Z.D., 2005. Interpreting prograde-growth histories of Al_2SiO_5 triple-point rocks using oxygen-isotope thermometry: an example from the Truchas Mountains, USA. Journal of Metamorphic Geology, 23: 847-863.
232. Le Maitre, R.W., 1976. The chemical variability of some common igneous rocks. Journal of Petrology, 17: 589-637.
233. Leake, B.E., 1967. Zoned garnets from the Galway granite and its aplite. Earth and Planetary Science Letters, 3: 311-315.
234. Leake, B.E., Wolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., whittaker, E.J.W., Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles, report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names. European Journal of Mineralogy, 9: 623-651.
235. Likhanov, I.I., Reverdatto V.V., Sheplev V.S., Verschinin A.E., Kozlov P.S., 2001. Contact metamorphism of Fe- and Al-rich graphitic metapelites in the Transangarian region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia, Russia. Lithos, 58: 55-80.
236. Liu, J., Bohlen, S.R., Ernest, W.G., 1996. Stability of hydrous phases in subducting oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters, 143: 161-171.
237. Locock, A.J., 2008. An Excel spreadsheet to recast analyses of garnet into end-member components, and a synopsis of the crystal chemistry of natural silicate garnets. Computers and Geosciences, 34(12): 1769-1780.
238. London, D., 1992. The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. In: Martin, R.F., Černý, P. (Eds.), Invited for Special Issue on Granitic Pegmatites. The Canadian Mineralogist, 30: 499-540.
239. London, D., 2008. Pegmatites. The Canadian Mineralogist, Special Publication 10: 347.
240. London, D., 2013. Reading Pegmatites: what minerals say. Rubellite Press, New Orleans, LA. Contributions to the 6th International Symposium on Granitic Pegmatites,

5-6.
241. London, D., 2014. A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites. Lithos, 184-187: 74-104.
242. Lyons, J.B., Morse, S.A., 1970. Mg/Fe partitioning in garnet and biotite from some granitic, pelitic, and calcic rocks. American Mineralogist, 55: 231-245.
243. Macleod, G., 1992. Zoned manganiferous garnets of magmatic origin from the Southern Uplands of Scotland. Mineralogical Magazine, 56: 115-6.
244. Majidi, B., 1978. Etude petrostructural de la region de Mashhad (Iran), Les problemes de metamorphites, serpentinites et granitoides Hercynians. These Universite Scientifique et Medicale de Grenoble, France, 277 p.
245. Majidi, B., 1981a. The geochemistry of ultrabasic and basic lava flow occurrences in northeast Iran, In Geodynamic project (geotraverse) in Iran. Geological Survey of Iran Report, 51: 463-477.
246. Majidi, B., 1981b. The ultrabasic lava flow of Mashhad, NE-Iran. Geological Magazine, 118: 49-58.
247. Majidi, B., 1983. The geochmistry of ultrabasic and basic lava flow occurrence in Northeast Iran. Geodynamic project (Geotravers) in Iran. Geological Survey of Iran, 51: 463-477.
248. Mandarino, J.A., Back, M.E., 2004. Fleischer's Glossary of Mineral Species. The Mineralogical Record Inc., Tucson, Arizona, 310 p.
249. Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America, Bulletin, 101: 635-643.
250. Manning, D.A.C., 1983. Chemical variation in garnets from aplites and pegmatites, peninsular Thailand. Mineralogical Magazine, 47: 353-358.
251. Martin, R.F., De Vito, C., 2005. The patterns of enrichment in felsic pegmatites ultimately depend on tectonic setting. The Canadian Mineralogist, 43:2027-48.
252. Mason, P.R.D., Downes, H., Thirlwall, M., Seghedi, I., Sxakacs, A., Lowry, D, Mattey, D., 1996. Crustal assimilation as a major petrogenetic process in east Carpathian Neogene to Quaternary continental margin arc magmas. Journal of Petrology, 37: 927-959.
253. Masoudi, F., Mehrabi, B., Mahmoudi, S., 2006. Garnet (almandine-spessartine) growth zoning and its application to constrain metamorphic history in Dehsalm complex, Iran. Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran, 17(3): 235-244.
254. Maynard, J.B., Valloni, R., Yu, H., 1982. Composition of modern deep sea sands from arc-related basin. Geology Society of London, Special Publication, 10: 551-561.
255. McBirney, A.R., 1993. Igneous petrology (2nd ed.). Jones and Bartlett Publishers, Inc., Boston, 508 p.
256. McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. Chemical Geology, 120: 228.
257. McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T., Maynard, J.B., 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. Geochemica Cosmochemica Acta, 54: 2015-2050.
258. Meinert, L.D., 1992. Skarn and skarn deposit. Geoscience Canada, 19: 145-172.
259. Melluso L., Sethna S.F., 2011. Mineral compositions of the Deccan Trap volcanic rocks of India: an overview.
260. Middelburg, J.J., Van Der Weijden, C.H., Woittiez, J.R.W., 1988. Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks. Chemical Geology, 68: 253-273.

261. Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth Science Reviews, 37: 215-224.
262. Miller, C.F., Stoddard, E.F., 1978. Origin of garnet in granitic rocks: an example of the role of Mn from the Old Woman-Piute range, California. Geological Sociey of Canada. Mineralogical Association of Canada Abstracts Programs, 3: 456.
263. Miller, C.F., Stoddard, E.F., 1981. The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet: an example from the Old Woman-Plute Range, California. Journal of Geology, 89: 233-246.
264. Mirnejad, H., Blourian, G.H., Kheikhah, M., Akrami, M.A., Tutti, F., 2008. Garnet-bearing rhyolite from Deh-Salm area, Lut block, Eastern Iran: anatexis of deep crustal rocks. Mineralogy and Petrology, 94: 259-269.
265. Mirnejad, H., Lalonde, A.E., Obeid, M., Hassanzadeh, J., 2013. Geochemistry and petrogenesis of Mashhad granitoids: An insight into the geodynamic history of the Paleo-Tethys in Northeast of Iran. Lithos, 170-171: 105-116.
266. Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. American Journal of Science, 274: 321-355.
267. Miyashiro, A., 1978. Nature of alkalic volcanic rock series. Contributions to Mineralogy and Petrology, 66: 91-104.
268. Moretz, L., Heimann, A., Bitner, J., Wise, M., Rodrigues Soares, D., Mousinho Ferreira, A., 2013. The Composition of Garnet as Indicator of Rare Metal (Li) Mineralization in Granitic pegmatites. Proceeding of The 6th International Symposium on Granitic Pegmatites, 94.
269. Mozez-Lesco, Z., Plimer, I.R., 1978. Intrusive and Polymeta morphic Rocks of the Darakht-Bid Area, near Mashhad, Iran. Geologische Rundschau, 68(1): 318-383.
270. Mozez-Lesco, Z., Plimer, I.R., 1980. Garnet Xenoerysts in the Mashhad Granite, NE Iran. Geologische Rundschau, 69(3): 801-810.
271. Muller, A., Kearsley, A., Spratt, J., Seltmann, R., 2012. Petrogenetic implications of magmatic garnet in granitic pegmatites from southern Norway. The Canadian Mineralogist, 50: 1095-1115.
272. Mumaw, B., 2007. Contamination History of Boot Lake Granodiorite, Nova Scotia, Canada. Senior Independent Study Theses.
273. Muttoni, G., Mattei, M., Balini, M., Zanchi, A., Gaetani, M., Berra, F., 2009. The drift history of Iran from the Ordovician to the Triassic. In: Brunet, M.F., Wilmsen, M., Granath, J.W. (Eds.), South Caspian to Central Iran Basins. Geological Society of London, Special Publications, 312: 7-29.
274. Naggar, M.H., Atherton, M.P., 1970. The composition and metamorphic history of some aluminium silicate-bearing rocks from the aureoles of the Donegal granites. Journal of Petrology, 11: 549-589.
275. Naney, M.T., 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. American Journal of Sciences, 283: 993-1033.
276. Natalin, B.A., Sengör, A.M.C., 2005. Late Paleozoic to Triassic evolution of the. Turan and Scythian platforms: The pre-history of the Palaeo-Tethyan closure. Tectonophysics, 404: 175-202.
277. Orville, P.M., 1963. Alkali ion exchange between vapour and feldspar phases. American Journal of Science, 261: 201-237.
278. Owen, J.V., Maar, R.A., 1990. Contrasting garnet parageneses in a composite Grenvillian granitoid pluton, Newfoundland. Mineralogical Magazine, 54: 367-380.
279. Öztürk, Y.Y., Helvaci, C., Satir, M., 2012. Geochemical and isotopic constraints on

petrogenesis of the Beypazarı granitoid, NW Ankara, western central Anatolia, Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 21: 53-77.
280. Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. Microtectonics. Springer-Verlag, New York, 289 p.
281. Patiño Douce, A.E., 1993. Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O_2 and H_2O barometries, and consequences form biotite stability. Chemical Geology, 108: 133-162.
282. Patranabis-Deb, A., Schieber, J., Basu, A., 2009. Almandine garnet phenocrysts in a 1Ga rhyolitic tuff from Central India. Geological Magazine, 146(1): 133-143.
283. Pattison, D.R.M., Tracy, R.J., 1991. Phase equilibria and thermobarometry of metapelites. In: Kerrick, D.M. (Ed.), Contact Metamorphism Rev. Mineral., 26: 105-206.
284. Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25: 956-983.
285. Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from Kastamonu area, northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology, 56: 221-246.
286. Perchuk L.L., Lavrenteva, I.V., 1983. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions (S.K., Saxena, editor). Advances in Physical Geochemistry. Springer, New York, 3: 199-239.
287. Phillips, C.N., 1987. Metamorphism of the Witwatersrand gold fields: Conditions during peak metamorphism. Journal of Metamorphic Geology, 5: 307-322.
288. Pitcher, W.S., 1993. The nature and origin of granite. Chapman and Hall Publisher, London, 387 p.
289. Pitcher, W.S., Read, H.H., 1963. Contact metamorphism in relation to manner of emplacement of the granites of Donegal, Ireland. Journal of Geology, 71: 261-96.
290. Plank, T., 1987. Magmatic garnets from the Cardigan pluton and the Acadian thermal event in southwest New Hampshire. American Mineralogist, 72: 681-688.
291. Plimer, I. R., Moazez-Lesco, Z., 1979. Chloritoid from Khorasan province, NE Iran. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen, 135, 180-189.
292. Plimer, I.R., Mozez-Lesco, Z., 1980. Garnet Xenocrysts in the Mashhad Granite, NE Iran. Geologische Rundschau, Bd. 69(3): 801-810.
293. Plimer, I.R., Mozez-Lesco, Z., 1981. Polymetamorphic Normal, Reverse zoned and unzoned garnets from the Darakht-Bid aureole, Mashhad, Iran. Mineralogy and Petrology, 28: 245-263.
294. Poirier, J.P., 1985. Creep of Crystals. High-temperature Deformation Processes in Metals, Ceramics and Minerals. New York, Cambridge University Press.
295. Poli, S., Schmidt, M.W., 1992. A comment on “Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase thermometer” by Blundy J.D., Holland T.J.B. (Contributions to Mineralogical and Petrology, 1990, 104: 208-224). Contributions to Mineralogical and Petrology. 111: 273-282.
296. Poli, S., Schmidt, M.W., 2004. Experimental Subsolidus Studies on Epidote Minerals. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 56: 171-195.
297. Pownceby, M.I., Wall, V.J., O'Neill, H., 1987. Fe-Mg partitioning between garnet and ilmenite: experimental calibration and applications. Contributions to Mineralogy and Petrology, 97: 116-126.

298. Putirka, K.D., 2008. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 69: 61-120.
299. Putnis, A., John, T., 2010. Replacement Processes in the Earth's Crust. Elements, 6: 159-164.
300. Raase, P., 1974. Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. Contributions to Mineralogy and Petrology, 45: 231-236.
301. Razavi, M.H., Masoudi, F., Alaminia, Z., 2008. Garnet-Biotite Chemistry for Thermometry of Staurolite Schist from South of Mashhad, NE Iran. Journal of Science Iran, 19(3): 237-245.
302. Rene, M., Stelling, J., 2007. Garnet-bearing granite from the Trebıc pluton, Bohemian Massif (Czech Republic). Mineralogy and Petrology, 91: 55-69.
303. Rickwood, P.C., 1968. On recasting analyses of garnet into end-member molecules. Contributions to Mineralogy and Petrology, 18: 175-198.
304. Ricou, L.E., Brauad, J., Brunn, J.H., 1977. Le Zagros Mem. Soc. Geo. Fr. H. Ser., 8, 33-52.
305. Riviere, A., 1936. Contribution à l'étude géologique de l'Anti-Elbourz, Bull., Societé Géologique de France. Ser. 5, 6, 277.
306. Roberts, M.P., Clemens, J.D., 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. Geology, 21: 825-828.
307. Robinson, P., Spear, F.S., Schumacher, J.C., Laird, J., Klein, C., Evans, B.W., Doolan, B.L., 1982. Phase relations of metamorphic amphiboles: Natural occurrence and theory. In: Veblen, D.R., Ribbe, P.H., (Eds.), Reviews in Mineralogy 98. Amphiboles. Petrology and experimental phase relations, l-227. Mineralogical Society of America, Washington, D.C.
308. Rollinson, H., 1993. Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group UK Ltd., London, U.K., 352 p.
309. Roser B.P., Korsch R. J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and K_2O/Na_2O ratio. Journal of Geology, 94 (5): 635-650.
310. Roser, B.P., Korsch, R.J., 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. Chemical Geology, 67: 119-139.
311. Ruttner, A.W., 1983. The Pre-Liassic basement of the Aq Darband area, eastern Kopet Dagh Range. Geological Survey of Iran Report, 51: 451-462.
312. Sabzehi, M., 1974. Les mélanges ophiolitiques de la d'Esfandagheh (Iran Meridional) - etude Petrologique et structurale, interpretation dans le cadre Iranien. These presesetee a I'universite de Grenoble, 306 p.
313. Sahin, F., Cakmakci, R., Kantar, F., 2004. Sugar beet and barley yields in relation to inoculation with N2-fixing and phosphate solubilizing bacteria. Plant Soil, 265: 123-129.
314. Samadi, R., Gazel, E., Mirnejad, H., Kawabata, H., Baharifar, A.A., Sheikh-Zakaraiee, S.J., 2014a. Paleo-Tethys subduction in the center of the Alpine-Himalayan orogenic system in the Triassic: Evidence from geochemistry of I-type granitoids from Dehnow pluton, NE Iran. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen, 271(3): 285-306.
315. Samadi, R., Miller, N., Mirnejad, H., Hariss, C., Kawabata, H., Shirdashtzadeh, N., 2014c. Origin of garnet in aplite and pegmatite from Khajeh Morad of NE Iran: a

major, trace element, and oxygen isotope approach. Lithos.
316. Samadi, R., Mirnejad, H., Kawabata, H., Valizadeh, M.V., Harris, C., Gazel, E., 2014b. Magmatic garnet in the Triassic (215 Ma) Dehnow pluton of NE Iran and its petrogenetic significance. International Geology Review, 56(05): 596-621.
317. Samadi, R., Mirnejad, H., Shirdashtzadeh, N., Kawabata, H., 2010. Petrology of tonalitic rocks of Dehnow (Northwest of Mashhad, Iran), The 1st International Applied Geological Congress. Islamic Azad University Mashhad, Iran.
318. Samadi, R., Shirdashtzadeh, N., 2011. A new debate on the origin of granitoid rocks from Dehnow area (NE Iran), based on isotopic data. Goldschmidt Conference.
319. Sassi, R., Mazzoli, C., Spiess, R., Cester, T., 2004. Towards a better understanding of the fibrolite problem: the effect of reaction overstepping and surface energy anisotropy. Journal of Petrology, 45(7): 1467-1479.
320. Saxena, S.K., 1969. Silicate solid solutions and gcothermy. statistical study of chemical data on garnets and clinopyroxene. Contributions to Mineralogy and Petrology, 23: 140-156.
321. Scallion, K.L., Jamieson, R.A., Barr, S.M., White, C.E., Erdmann, S., 2011. Texture and composition of garnet as a guide to contamination of granitoid plutons: an example from the Governor Lake area, Meguma Terrane, Nova Scotia. The Canadian Mineralogist, 49(2): 441-458.
322. Scharlu, K., 1963. Das Nordost-Iranische gebirgsland das becken von Mesched. Geomorphologie (N.F), 7: 23-35.
323. Scheibner, B., Worner, G., Civetta, L., Stosch, H.G., Simon, K., Kronz, A., 2007. Rare earth element fractionation in magmatic Ca-rich garnets. Contributions to Mineralogy and Petrology, 154: 55-74.
324. Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 110: 304-310.
325. Schumacher, J., 1991. Empirical ferric iron corrections: necessity, assumptions, and effects on selected geothermobarometers. Mineralogical Magazine, 55: 3-18.
326. Schwandt, C.S., Papike, J.J. Shearer, C.K., 1996. Trace element zoning in pelitic garnet of the Black Hills, South Dakota. American Mineralogist, 81: 1195-1207.
327. Seck, H.A., 1972. The influence of pressure on the alkali feldspar solvus from peraluminous and persilicic materials. Fortschritte Miner., 49: 31-49.
328. Shabanian, E., Bellier, O., Siame, L., Abbassi, M.R., Bourles, D., Braucher, R., Farbod, Y., 2012. The Binalud Mountains: A key piece for the geodynamic puzzle of NE Iran. Tectonics, 31, TC6003.
329. Shand, S.J., 1951. The study of rocks. Thomas Murby and Co., London, 236 p.
330. Sharp, Z.D., 2006. Principles of stable isotope geochemistry. Pearson Education, Upper Saddle River, New Jersey, USA, 344 p.
331. Shaw, D.M., 1968. A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. Geochim. Cosmochim. Acta 32: 573-602.
332. Sheikholeslami, M.R., Kouhpeyma, M., 2012. Structural analysis and tectonic evolution of the eastern Binalud Mountains, NE Iran. Journal of Geodynamics, 61: 23-46.
333. Simmons, W.B., 2007. Gem-bearing pegmatites. In: Groat, L.A. (Ed.), Geology of Gem Deposits. Mineralogical Association Canada Short Course, 37: 169-206.
334. Simmons, W.B., Webber, K.L. 2008. Pegmatite genesis: state of the art. European Journal of Mineralogy, 20: 421-438.
335. Smeds, S.A., 1994. Zoning and fractionation trends of a peraluminous NYF pegmatite

field at Falun, south-central Sweden. GFF, 116: 175-184.
336. Smith, M.P., Henderson, P., Jeffries, T.E.R., Long, J., Williams, C.T., 2004. The Rare Earth Elements and Uranium in Garnets from the Beinn an Dubhaich Aureole, Skye, Scotland, UK. Constraints on Processes in a Dynamic Hydrothermal System, 45(3): 457-484.
337. Sorenson, H., 1979. The alkaline rocks. John Wiley and Sons, 622 p.
338. Spear, F.S, Cheney, J.T., 1989. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO_2-Al_2O_3-FeO-MgO-K_2O-H_2O. Contributions to Mineralogy and Petrology, 101: 149-164.
339. Spear, F.S., 1981. An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. American Journal of Science, 281: 697-734.
340. Spear, F.S., 1984. Contrasting Barrovian and Buchan Metamorphism, Central New England. Eos, 65: 1148.
341. Spear, F.S., 1993. Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. Monograph, Mineralogical Society of America, 799 p.
342. Spear, F.S., Daniel, C.G., 2001. Diffusion control of garnet growth, Harpswell Neck, Maine, USA. Journal of metamorphic Geology, 19: 179-195.
343. Spear, F.S., Kimball, C., 1984. RECAMP-a Fortran IV program for estimating Fe^{3+} contents of amphiboles. Computer and Geosciences, 10: 317-325.
344. Spear, F.S., Kohn, M.J., 1996. Trace element zoning in garnet as a monitor of crustal melting. Geology, 24(12): 1099-1102.
345. Stampfli, G.M., 2000. Tethyan oceans. In: Bozkurt E., Winchester G.A., Piper G.D.A. (Eds.), Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area. Geological Society of London, Special Publication, 1-23.
346. Stein, E., Dietl, C., 2001. Hornblende thermobarometry of granitoids from Central Odenwald (Germany) and their implications for geotectonic development of the Odenwald. Mineralogy and Petrology, 72: 185-207.
347. Stöcklin J., 1977. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. Mémoires hors série de la société Géologique de France, 8: 333-353.
348. Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. American Association of Petroleum. Geologists Bulletin, 52(7): 1229-1258.
349. Stone, M., 1988. The significance of almandine garnets in the Lundy and Dartmoor granites. Mineralogical Magazine, 52: 651-8.
350. Stout, J.H., 1972. Phase petrology and mineral chemistry of coexisting amphiboles from Telemark, Norway. Journal of Petrology, 13: 99-145.
351. Streckeisen, A.L., 1974. Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Geologische Rundschau. Internationale Zeitschrift für Geologie, Stuttgart, 63: 773-785.
352. Streckeisen, A.L., Le Maitre, R.W., 1979. Chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, 136: 169-206.
353. Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in Ocean Basins. Geological Society of London, Special Publication, 42, 312-345.
354. Sun, W.H., Zhou, M.F., Yan, D.P., Li, J.W., Ma, Y.X., 2008. Provenance and tectonic setting of the Neoproterozoic Yanbian Group, western Yangtze Block (SW China).

Precambrian Research, 167(1-2): 213-236.
355. Taylor, J., Stevens, G., 2010. Selective entrainment of peritectic garnet into S-type granitic magmas: Evidence from Archaean mid-crustal anatectites. Lithos, 120: 277-292.
356. Taylor, Jr., H.P., Sheppard, S.M.F., 1986. Igneous rocks: I. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics. In: Valley, J.W., Taylor Jr., H.P., O'Neil, J.R. (Eds.), Stable isotopes in high temperatures geological processes. Review in Mineralogy, Mineralogical Society of America, Washington, DC, 16: 227-271.
357. Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1981. The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. Philosophical Transactions of the Royal Society, London, A301: 381-399.
358. Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. The continental crust: Its composition and evolution. Blackwell Scientific, Oxford, 312 p.
359. Thomas, R., Davidson, P., 2012. Water in granite and pegmatite-forming melts. Ore Geology Reviews, 46: 32-46.
360. Thomas, R., Davidson, P., 2013. The missing link between granites and granitic pegmatites. Journal of Geosciences, 58: 183-200.
361. Thomas, R., Davidson, P., Beurlen, H., 2012. The competing models for the origin and internal evolution of granitic pegmatites in the light of melt and fluid inclusion research. Mineralogy and Petrology, 106: 55-73.
362. Thomas, W.M., Ernst, W.G., 1990. The aluminum content of hornblende in calc-alkaline granitic rocks: A mineralogic barometer calibrated experimentally to 12 kbars. Geochemical society Special Publication, 2: 59-63.
363. Thompson, A.B., 1976. Mineral reactions in pelitic rocks: calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. American Journal of Sciences, 276: 425-454.
364. Thöni, M., Miller, C., 2004. Ordovician meta-pegmatite garnet (NW Ötztal basement, Tyrol, Eastern Alps): preservation of magmatic garnet chemistry and Sm-Nd age during mylonitization. Chemical Geology, 209: 1-26.
365. Thöni, M., Petrík, I., Janák, M., Lupták, B., 2003. Preservation of Variscan garnet in Alpine metamorphosed pegmatite from the Veporic Unit, Western Carpathians: Evidence from Mm-Nd isotope data. Journal of the Czech Geological Society, 48(1-2): 123-124.
366. Tkachev, A.V., 2011. Evolution of metallogeny of granitic pegmatites associated with orogens throughout geologic time. In: Sial AN, Bettencourt JS, De Campos CP (eds) Granite-Related Ore Deposits. Geological Society of London, Special Publication, 350: 7-23
367. Tracy, R.J., Robinson, P., Thompson, A.B., 1976. Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. American Mineralogist, 61: 762-775.
368. Tuccillo, M.E., Essene, E.J., van der Pluijm, B.A., 1990. Growth and retrograde zoning in garnets from high-grade metapelites: Implications for pressure-temperature paths. Geology, 18: 839-842.
369. Tulloch, A.J., 1979. Secondary Ca-Al silicates as Low-grade alteration products of granitoid biotite. Contributions to Mineralogy and Petrology, 69: 105-117.
370. Valley, J.W., Bindeman, I.N., Peck, W.H., 2003. Empirical calibration of oxygen isotope fractionations in zircon. Geochimica et Cosmochimica Acta, 67(17): 3257-3266.
371. Vennum, W.R., Meyer, C.E., 1979. Plutonic garnets from the Werner batholith, Lassiter

Coast, Antarctic Peninsula. American Mineralogist, 64: 268-273.
372. Vernon, R.H., 1976. Metamorphic Processes. Murby, London, Wiley, New York, 247 p.
373. Vernon, R.H., 1987. Growth and concentration of fibrous sillimanite related to heterogeneous deformation in K-feldspar-sillimanite metapelites. Journal of Metamorphic Geology, 5: 51-68.
374. Vernon, R.H., 2004. A Practical Guide to Rock Microstructure. Cambridge University Press, New York.
375. Vielzeuf, D., Montel, J.M., 1994. Partial melting of metagreywackes, Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships. Contributions to Mineralogy and Petrology, 117: 375-393.
376. Vielzeuf, D., Veschambre, M., Brunet, F., 2005. Oxygen isotope heterogeneities and diffusion profile in composite metamorphic-magmatic garnets from the Pyrenees. American Mineralogist, 90: 463-472.
377. Villaros, A., Stevens, G, Buick, I.S., 2009. Tracking S-type granite from source to emplacement: Clues from garnet in the Cape Granite Suite. Lithos, 112: 217-235.
378. Villaseca, C., Barbero, L., Rogers, G., 1998. Crustal origin of Hercynian peraluminous granitic batholiths of central Spain: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constraints. Lithos, 43: 55-79.
379. Villaseca, C., Bellido, F., Pérez-Soba, C., Billström, K., 2009. Multiple crustal sources for post-tectonic I-type granites in the Hercynian Iberian Belt. Mineralogy and Petrology, 96: 197-211.
380. Waldron, K.A., Parsons, I., Brown, W.L., 1993. Solution-redeposition and the orthoclase-microcline transformation: evidence from granulites and relevance to ^{18}O exchange. Mineralogical Magazine, 57: 687-695.
381. Walther, J.V., Wood, B.J., 1984. Rate and mechanism in prograde metamorphism. Contributions to Mineralogical and Petrology, 88: 246-259.
382. Wang, P., Spear, F.S., 1991. A field and theoretical analyses of garnet + chlorite + chloritoid + biotite assemblages from the tri-state area, MA, CT, NY. Contributions to Mineralogy and Petrology, 106: 217-235.
383. Wang, R., Hu, H., Zhang, A., Xu, S., Wang, D., 2003. Yttrium zoning in garnet from the Xihuashan granitic complex and its petrological implications. Chinese Science Bulletin, 48: 1611-1615.
384. Wei, C.J., Song, S.G., 2008. Chloritoid-glaucophane schist in the north Qilian orogen, NW China: phase equilibria and P-T path from garnet zonation. Journal of Metamorphic Geology, 26(3): 301-316.
385. Wensink, H., Varekamp, J.C., 1980. Paleomagnetism of basalts from Alborz: Iran part of Asia in the Cretaceous. Tectonophysics, 68: 113-129.
386. Werner, F., McLean, S., Grafenstein, U., Erlenkeuser, H., Sarnthein, M., Schauer, U., Unsold, G., Walger, E., Wittstock, R., 1987. Sedimentary records of benthic processes. In: Rumohr, J., Walger, E., Zeitzschel, B., (Eds.), Sea- water-Sediment Interactions in Coastal Waters. Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies, 13: 162-262.
387. White, A.J.R., Chappell B.W., 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics, 43: 7-22.
388. White, A.J.R., Chappell, B.W., 1989. Geology of the Numbla 1:100 000. Sheet 8624, Geological Survey of New South Wales, Sydney.
389. Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95: 185-187.
390. Whitney, J.A., 1988. The origin of granite: The role and source of water in the evolution

of granitic magmas. Geological Society of America Bulletin, 100: 1886-1897.
391. Whitworth, M.P., 1992. Petrogenetic implications of garnets associated with lithium pegmatites from SE Ireland. Mineralogical Magazine, 56: 75-83.
392. Williams, M.L., Grambling, J.A., 1990. Manganese, ferric iron, and the equilibrium between garnet and biotite. American Mineralogist, 75: 886-908.
393. Wilson M., 1989. Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach. Harper Collins Academic, 466 p.
394. Winchell, A.N., 1958. The composition and physical properties of garnet. American Mineralogist, 43: 595.
395. Winter, C., 2001. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall, 697 p.
396. Wolf, M.B., London, D., 1997. Boron in granitic magmas: stability of tourmaline in equilibrium with biotite and cordierite. Contributions to Mineralogy and Petrology, 130: 12-30.
397. Woodsworth, G.J., 1977. Homogenization of zoned garnets from pelitic schists. The Canadian Mineralogist, 15: 230-242.
398. Wu, C.M., Cheng, B.H., 2006. Valid garnet-biotite (GB) geothermometry and garnet-aluminum silicate-plagioclase-quartz (GASP) geobarometry in metapelitic rocks. Lithos, 89: 1-23.
399. Wu, C.M., Zhang, J., Ren, L.D., 2004a. Empirical garnet-biotite-plagioclase-quartz (GBPQ) geobarometry in medium- to highgrade metapelites. Journal of Petrology, 45: 1907-1921.
400. Wu, C.M., Zhang, J., Ren, L.D., 2004b. Empirical garnet-muscovite-plagioclase-quartz geobarometry in medium- to high-grade metapelites. Lithos, 78: 319-332.
401. Wu, C.M., Zhao, G.C., 2007. The metapelitic garnet-biotite-muscovite-aluminosilicate-quartz (GBMAQ) geobarometer. Lithos, 97: 365-372.
402. Yang, P., Rivers, T., 2000. Trace element partitioning between coexisting biotite and muscovite from metamorphic rocks. Geochimica et Cosmochimica Acta, 64(8): 1451-1472.
403. Yardley, B.W.D., 1977. The nature and significance of mechanism of sillimanite growth in the Connemara schists, Ireland. Contributions to Mineralogy and Petrology, 65: 53-58.
404. Yuan, C., Sun, M., Xiao, W., Wilde, S., Li, X., Liu, X., Long, X., Xia, X., Ye, K., Li, J., 2008. Garnet-bearing tonalitic porphyry from East Kunlun, Northeast Tibetan Plateau: implications for adakite and magmas from the MASH Zone. International Journal of Earth Science (Geologische Rundschau), 98(6): 1489-1510.
405. Zanchi, A., Berra, F., Balini, M., Ghassemi, M.R., Heidarzadeh, G., Zanchetta, S., 2011. The Palaeotethys Suture Zone in NE Iran: New Constraints on the Evolution of the Eo-Cimmerian Belt (Darius Programme). Proceeding of AAPG International Conference and Exhibition, Milan, Italy.
406. Zanchi, A., Zanchetta, S., Garzanti, E., Balini, M., Berra, F., Mattei, M., Mutton,i G., 2009. The Cimmerian evolution of the Nakhlak-Anarak area, Central Iran, and its bearing for the reconstruction of the history of the Eurasian margin. Geological Society of London, Special Publications, 312: 261-286.
407. Zane, A., Sassi, R., Guidotti, C.V., 1998. New data on metamorphic chlorite as a petrogenetic indicator mineral, with special regard to greenschist-facies rocks. The Canadian Mineralogist, 36: 713-726.
408. Zen, E., 1986. Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some

mineralogic and petrographic constraints. Journal of Petrology, 27: 1095-1117.
409. Zen, E., Hammarstrom, J.M., 1984. Magmatic epidote and its petrologic significance. Geology, 12: 515-518.
410. Zen, E., Hammarstrom, J.M., 1988, Plumbing the depths of plutons by magmatic epidote-hornblende association: A cautionary review and example from Round Valley Pluton, western Idaho. Geological Society of America Abstracts with Programs, 20: 475-476.
411. Zhang, J., Ma, C., She, Z., 2012. An Early Cretaceous garnet-bearing metaluminous A-type granite intrusion in the East Qinling Orogen, Central China: Petrological, mineralogical and geochemical constraints. Geoscience Frontiers, 3(5): 635-646.
412. Zhang, L., Zhong, Z., Zhang, H., Sun, W., Xiang, H., 2009. The formation of foliated (garnet-bearing) granites in the Tongbai-Dabie orogenic belt: partial melting of subducted continental crust during exhumation. Journal of Metamorphic Geology, 27: 789-803.
413. Zhang, L., Zhou, T., Fan, Y., Yuan, F., Ma L., Qian, B., 2011. A LA-ICP-MS study of garnet from the Nihe iron deposit, Anhui Province, China. 11th Goldschmidt Conference Abstracts, 2254.